U. D. C. 55 (05)

地質調査所月報

第2巻　第6號

目　次

報　文

斎藤正次：秋田県北部藤琴川上流地域の地質 …… 1
砂川一郎：所謂三角式黄銅鉱に就いて …… 7
岩生周一：千野谷鉱山黒鉛鉱床調査報告 …… 21

速　報

三田正一：常磐炭田双葉地区調査報告（赤木新妻炭礦） …… 33
宮本弘道：岐阜県奥村鉱山マンガン鉱床調査報告 …… 38
肥田　昇：四国地方のドロマイト鉱床調査概報 …… 42

雜　報

岡山県蘆品郡有麿村の亞炭賦存地域調査
石狩炭田大夕張東方
ペンケモューパロ川上流の含炭新第三系

工業技術廳地質調査所

昭和26年6月

5508 : 551.78 (521.14)

秋田縣北部藤琴川上流地域の地質

齊藤正次*

Résumé

Geology of the Upper Fujikoto-River District, Nothern Akita Prefectur.

by

Masatsugu Saito

The area is mainly occupied with the tertiary formations which are typical in the so-called "Green Tuff" region in North-eastern Japan. They are abundantly rich in volcanic materials in the form of lavas or pyroclastics and partly as sheets or dikes, considerably accumulated in marine environments, being alternated or intercalated more or less with siliceous muddy and, rarely coarser sediments. Any unconformities which mean remarkable time-hiatuses are not conceivable within these formations, though the sedimentation features are much complicated owing to the irregular, volcanic accumulations. Three geological formations may be deduced from the lithological point of view, particularly from the petrographical view point of their volcanic materials, being andesitic at the begining, then liparitic and finally, basaltic, respectively. These volcanic materials were suffered by metasomatic alterations, such as propylitization, chloritization, silicification, pyritization, etc., except the basaltic rocks in the last formation, these being fairly unaltered and fresh in cmmon.

Covering these confomably the socalled "Oil-Tertiary" formation mainly composed of detrital, muddy or sandy, marine sediments with a few beds of acidic, pumiceous pyroclastics is widely distributed over the south of the area.

In the "Oil-Tertiary" formation the folding structures are well developed with closely setting, parallel anticlines and synclines, while the foldings are dull in the formations rich in volcanic materials, but some faultings which are noticable. After these movements a dike of quartz-diorite-porphyrite intruded.

Besides the tertiary group, there appears a small strato-volcano of recent eraption constructed from loose pyroclastics with massive lavas of andesitic nature.

Among the ore-deposits, the epithermal lead-zinc veins in the altered green volcanics are of economic significance.

1. 前　言

昭和25年の夏，秋田県庁の委嘱を受けて，本所の大沢(穠)技官と共に従事した地質調査結果の概要を，特に所謂綠色凝灰岩層の地質に就いて重点を置いて記述する。本文は同時期に隣接地域を担当した近藤信興，河合正虎，中村顯三，大和栄次郎各技官等の未発表調査結果に負うところが少くなく，又この原稿はこれを御校閲下さつた東北大学の八木次男教授の懇切具体的な御指教によつて予め補正することが出來たのを記し，これらの方々に深謝の意を表わす。

2. 第三紀層の層序

調査地域は東北地方の所謂綠色凝灰岩地帶に属し，所謂含油第三紀層の下に続く，種々の火山岩類，火山砕屑岩類を主とし，泥岩等の水成岩類を少しく夾む岩層で主に構成されている。火山岩類は変朽安山岩，斜長石英粗面岩，玄武岩等の綠色凝灰岩地帶に普通に観られるものであつて，火山砕屑岩類よりもむしろ多量に分布する程であるが，その現出の様子はこの地域での観察では岩床，岩脈その他の貫入狀態のものは少く，多くは熔岩としてそれぞれ同質の凝灰岩，凝灰角礫岩，集塊岩等と密接に関連し，これらに泥岩等も加わつて互いに不可分な

* 地質部図幅課長

累重関係にある。従つて従來のように例えば綠色凝灰岩層と変朽安山岩体，石英粗面岩体等とゆうように地質単位上分離し難いものであつて，こゝでは火山岩類，火山砕屑岩類，水成岩類を一括した岩層として取扱うことにする。そして，この岩層を，岩質特に構成火山噴出物類の種類によつて下位から，綠色変質を受けた安山岩質のものを主とする「黒石沢層」，綠色変質を受けた部分を多量に含む石英粗面岩質のものを主とする「白石沢層」，概ね不変質の玄武岩質乃至塩基性安山岩質のものを特徴とする「物見山層」に区分する。

所謂含油第三紀層は，鷹巣[1]及び二ツ井[2]油田に広く分布するものが，今回中村技官が調査した南隣地域を経て続いて現われるものであつて，その最下位附近の部分が分布する。

別に第三紀のものとして，石英閃綠玢岩の岩脈がある。

1) 黒 石 沢 層

本地域で最下位の黒石沢層[3]は，広く変質を受けた專ら中性乃至塩基性の種々の火山噴出物類，即ち変朽安山岩・変質玄武岩・綠色凝灰岩・綠色凝灰角礫岩等から成り，時に珪質泥岩等の水成岩薄層を夾有するものである。標式的露出地は黒石沢から立俣沢に沿うところとする。

火山噴出物類は綠泥石化，珪化，肉色（炭酸化・絹雲母化等），黄鉄鉱の鉱染等の種々の変質を受け，又石英脈・方解石脈・沸石脈等を走らせている。そして変質の種類，程度ならびに源岩の性質に応じて濃淡の綠色・褐色・紫褐色・灰色・又しばしば斑な雑色等種々の色を呈する。次に述べる白石沢層の石英粗面岩質のものに比べて，一般に濃色で且つ堅硬なものが多い。火山岩の部分は，火山砕屑岩の部分よりも量が多いが，一般に兩部分は互いに錯雜して分布し，共に無流理又は無層理のことが多く，又変質によつて識別が往々困難なこともあつて，地質図に区別して分布，構造等を示すことは容易でない。しかし例えば太良鉱山附近の七枚沢から新さく坑一帶に分布する綠色凝灰岩及び凝灰角礫岩では層理が明らかで，その北側に広く露われる変朽安山岩を被覆する関係が観られ，変朽安山岩は必ずしも綠色凝灰岩等を貫いたり，被覆したりするに限るものでないことの好例が示されるような場合もある。火山岩が大規模な岩床，岩脈となつていることはない。

泥岩は珪質で，時には全くチャート質である。稀に砂質を帶びることもある。火山岩や凝灰岩等を明らかに整合に重なるところが観られる。しかしながら薄層であつて長くは続かないようであり，又層理は常に明瞭であるが露出によつて方向がかなり，区々であつて，地質構造を解く上の手掛りとしては，ざつとした役に立つに過ぎない。黒石沢畔に露われる泥岩層の上位に接する砂質凝灰岩から，径10cm大の *Pecten* sp. が得られた。

本地域の最下位を占める本層は，広く東北地方の第三系基底附近の岩層が濃綠色，堅硬な安山岩質綠色凝灰岩類等によつて構成されるのと，岩質上よく一致している但し本地域では上位の石英粗面岩質の白石沢層とは一続きの堆積物であつて，この間に著しい不整合等は観られない。

2) 白 石 沢 層

本層は種々の性質の石英粗面岩及び同質の凝灰岩乃至凝灰角礫岩によつて構成され，本層もまたかなりの範囲に亘つて綠色化等の変質を蒙つており，又一部では泥岩砂岩乃至礫岩を夾む。本層が広く分布するところは白石沢附近であるが，構成岩類がよく観られる標式的露出地は藤琴川から黒石沢に沿う所である。

黒石沢畔では本層の石英粗面岩質凝灰岩が層理を持ち黒石沢層の変朽安山岩を被覆するのがよく観察され，そして境に接する部分は安山岩質物を混えて中間の性質を表わしている。太良鉱山附近に分布する本層の直下では黒石沢層の安山岩質綠色凝灰角礫岩には石英粗面岩質の角礫を多量に混有する。又鉱山附近では変質安山岩質のものが，石英粗面岩質のものと互いに貫き貫かれる関係に出現しており，更に石英粗面岩質のものより上位にまで分布し，更に上位の物見山層の最下部附近にまで出現する。河合技官の観察結果等から判断するに，同様に入り混つた関係は鉱山南東の鍵掛峠から高倠戸山に亘る山稜にも存在するようである。又鉱山西方の物見山北中腹では白石沢層最上部の石英粗面岩質凝灰岩は塩基性綠色火山岩質の角礫を混え，上位に向つてこれを次第に増加する。更に西方の粕毛川支流の内川流域では，石英粗面岩質綠色凝灰岩は安山岩質物を多量に混えている。これらのことからみて，一方に於て中性乃至塩基性の火山活動が黒石沢層から物見山層の堆積に移ろうとする頃に，時期的には重複してこれとは別個の中心をもつて酸性の火山活動が惹起したことが判る。白石沢，一通沢に亘る地帶及び粕毛川支流の大割沢附近では，混り気の無い石英粗面岩及び同質火山砕屑岩類がよく発達しており，それぞれ活動の中心があつたらしい。これに較べて内川流域の地帶及び太良鉱山から南東に亘る地帶では，角礫を混えない凝灰質のものが多く，又泥岩層，安山岩質物等を含み，火山体周縁の堆積相が現われている。

地域北縁の眞名子沢上流に分布し，この附近の白石沢

(1) 千谷好之助：秋田縣鷹巣油田地質及び地形図，同說明書，(大正13) 地質調査所
(2) 千谷好之助：秋田縣二ツ井油田地質及び地形図，同說明書 (大正14)，地質調査所
(3) 大和技官の今回の調査によれば，西隣の粕毛川上流地域には本層に續き更に下位のものが分布するようである。

層下部を占めるものは白色素焼状のリソイダイト質のものである。これを被覆して檜原沢，白石沢，一通沢，内川に亘つて分布し，この地帯の主体を占めるものは，極めて硝子質のものが多い。変質を受けていない部分は白色であるが，多くは美しい淡緑色乃至帯青緑色に変質し，石英粗面岩質緑色凝灰岩と従来言われるような特徴を表わしている。但しこの緑色のものには，凝灰岩ではなく，眞珠岩性の熔岩であるものがかなり多い。この硝子質熔岩は少量の石英及び斜長石，微量の黒雲母及び緑色角閃石，時には更に輝石の斑晶を，全く硝子質の石基中に持つている。緑色のものでは石基硝子中に緑泥石様の緑色の微粒が散在している。又硝子質のものには熔岩，火山砕屑岩ともに，纖維状組織の浮石質破片等を多量に含んだ角礫状構造のものが少くない。なお黒色の松脂岩も一部には存在する。大割沢附近には專らリソイダイト質のものが発達し，これには薄板を重ねたような縞状流理が顯著に見られる。以上のリソイダイト質又は硝子質のものの他に，石英・斜長石・黒雲母等の斑晶が多い狭義の石英粗面岩乃至ネバダイトも，本層中の所々に小露出をなして出現する。特に太良鉱山附近にはこれらが少くない。別に地質図に区別して示し得るように明瞭な小岩床又は小岩脈をなす特徴ある一種のリソイダイトがある。細かな柱状節理が発達し，新鮮なものは褐色又は淡灰色であるが，多くは陶石化作用のような変質を受けて白色に変つている。斑晶は斜長石及び黒雲母で，石英を含まない。石基は主に微円粒状の組織を呈し，この微円粒は石英及びアルカリ長石が微文象組織様に共生したものである。この岩床，岩脈は時に黒石沢層をも貫いて出現する。石英粗面岩質又は安山岩質の周囲の岩石が著しく緑色変質を受けている内に存るにも拘らず，本岩自体は陶石化型の自巳変質はしているが，全然緑色化してはいない。変質の相違からみても石英粗面岩質の活動の主要時期より多少後期の貫入のものであろう。但し物見山層を貫くものは見出されていない。

太良鉱山附近の藤琴川川床では，石英粗面岩，同質凝灰岩が泥岩・砂岩乃至礫岩を整合乃至漸移関係を以て挟有するのがよく観察される。粗粒水成岩の介在によつて示される浅海堆積環境は本地域の所謂緑色凝灰岩層中ではこの部分のみであつて他には殆んど見られない。且つ薄層であつて一時的のものである。これらの水成岩類は層理が明瞭であり，一般には酸性凝灰質である。泥岩には珪質のものもある。

東北地方の所謂緑色凝灰岩類の比較的上位に於て，淡色軟弱な石英粗面岩質のものが観られることと，本層の岩質とはよく一致する。本層と下位の黒石沢層及び上位の物見山層とは一続きの堆積物である。

3）物見山層

本層は泥岩と，これの堆積と同時期に繰返して多量に噴出した概ね不変質の玄武岩質乃至塩基性安山岩質の集塊岩，凝灰岩，熔岩との互層，ならびにこれらを貫く同質の岩床，岩脈等から成る。この内集塊岩の発達が特に顯著である。標式的露出地は物見山南西の奥小比内西股沢に沿う所である。

下限は便宜上，白石沢層の石英粗面岩質，又一部では黒石沢層の変質安山岩質の主要部分が終り，泥岩がかなりの厚さを以て出初めるところとするが，この泥岩にはまだ時々石英粗面岩質又は変質安山岩質の薄層が挟まれており，本層と下位の岩層とは一連の堆積物である。粕毛川支流の大割沢附近では，本層下部の泥岩等を欠いて，上部に当る安山岩質集塊岩が直接に白石沢層のリソイダイトを被覆する。從つてこの間は一応不整合状であるが，この状態は調査地域内の他所では全く認められないことであつて，地殻変動とその後の浸蝕とを意味するものではなく，リソイダイトがこの部では厚く累積して恐らく海上に頭を出していたために，囲りの海底には引続き堆積した泥岩等を部分的に元々欠如したことによるものであろう。上限は玄武岩質乃至安山岩質の火山源物質の一次的堆積物の終るところとし（礫岩等の礫としての二次的堆積物は更に上位の岩層にも含まれている），これより上位は所謂含油第三紀層とする。この間は整合であるが，境は劃合に判然としている。

泥岩は灰色乃至黒色を呈し，風化面では灰白色になる。層理は明瞭である。主に珪質堅硬で下部には全くチヤート質のものがある。上部には軟弱なものもあり，この内にはチヤート質又は泥灰質の団塊が含まれている。

火山岩は黒色乃至暗灰色で，多くは玄武岩質であるが上部では安山岩質の傾向がある。多少は緑色化変質を受け，或は蛋白石，沸石等の二次鉱物が細脈をなし又は杏仁状孔隙を塡めて存在することもあるが，一般には不変質で頗る新鮮である。雨輝石玄武岩乃至普通輝石玄武岩質安山岩が代表的の岩種である。多孔質のもの，密質粗粒状のもの，石基が硝子質のもの等種々の種類がある。柱状節理と流状構造が明らかなことが少くない。岩床・岩脈の兩盤では泥岩を珪化することがある。本層に属すると推定される玄武岩及び安山岩の化学成分等については嘗て記載(4)されたことがある。集塊岩は前述のような新鮮な玄武岩乃至安山岩の大小の角張つた岩塊が，凝灰質物質で膠結されたもので，殆んど無層理である。凝灰岩は淡緑褐色であるが，所謂緑色凝灰岩式の変質は受けていない。粗鬆・軟弱で薄層を成して集塊岩又は熔岩中に介在し，又はその上下に隨伴する。別に構成物が全く

(4) 高橋純一，八木次男：北能代油田，岩礦，第22巻（昭和14）

玄武岩乃至安山岩の細片乃至細粒からなる黒色の凝灰質砂岩がある。

本層の厚さは場所によつて著しい消長があり，例えば物見山南北では 2.000m 内外に達するが，高假戸山東西では約 500m に過ぎない。今泥岩のみの厚さを累計すると，各所とも 400～500m で略々一定している。即ち厚さの膨縮は主に火山噴出物の多寡によつて支配されている。言いかえると，堆積時間を代表するものは主に泥岩であつて，火山噴出物の堆積は厚い場合にもあまり長い期間を要しなかつたのであろう。物見山からその南方では，玄武岩質集塊岩と熔岩とが厚く発達しており，本層下半部における火山活動の一中心であつたらしい。これと同層準は西方では次第に薄くなり，大開附近では岩床及び黒色玄武岩質砂岩等を含む泥岩で代表され，一方東方では桂岱，高假戸山に亘る薄い岩床等で代表される。又粕毛川畔から茂谷山，大割沢附近では，凝灰岩・岩脈等を含んだ安山岩質集塊岩が著しく厚く発達し，本層上部に於ける他の火山活動の中心に近い岩相が分布している。東方に赴くとこの層準は急激に厚さを減じ，又次第に角礫を減じて凝灰質となり，奥小比内北側から眞名子附近では玄武岩質の砂粒のみからなる黒色砂岩に移り変つて，火山体周縁の堆積相を現わすに至る。この黒色砂岩は更に高假戸山西側方面にまで続き，物見山層の最上限を示し，しかも黒色乃至暗綠灰色，粗鬆，軟弱，塊状で識別が容易であつて，地質構造を知る上にも絶好な示準層となり得る。

本層は特徴ある塩基性火山噴出物類を多量に含むことによつて，所謂含油第三紀層から区分されるものであるが，この間は全く整合であるのみならず，泥岩は含油第三紀層最下位の「珪質泥岩層」のものとかれこれ本質的には差はない。化石としては本層の最上部附近から稀に貝化石を産し，即ち奥小比内西股沢の黒色砂岩から保存不良の小型二枚貝，及び巻貝，又東股沢の凝灰質砂岩から *Pecten* sp. が得られた。

4) 所謂含油第三紀層

最下位は女川層に対比される「珪質泥岩層」[5]で，物見山層を整合に被覆する。下部には物見山層から引続いて珪質泥岩が多く，上部では漸次黒色稍々軟質の泥岩に移化し，砂岩及び玄武岩質乃至安山岩質の礫を有する礫岩を夾むことがある。

これを整合に被覆して「下部凝灰岩層」が現われ，これは下部七座凝灰岩層と称せられるもので，酸性の浮石質凝灰岩乃至凝灰角礫岩より成る。本層の火山物質を供給したと思われる活動中心はこの附近には見られない。

これらより上位は，調査地域をはずれて分布し，概ね南するに従つて次第に上位のものが現われる。岩質によつて細分されているが，全般的にみて，下位は細粒の泥岩が多く，上位に向つて砂岩・砂質泥岩など粗粒のものを互層又は漸移関係を以て次第に加え，最上位の砂岩層に及ぶ全体として一つの海退期を示す堆積物である。

5) 石英閃綠玢岩

独鈷森附近に於て，黒石沢層と物見山層とが別々の構造を持つて直接する断層に沿つて，石英閃綠玢岩の岩脈がある。岩脈の少くとも粕毛川以西の部分では兩側ともに貫入状態を明示し，貫入は上記の断層以後である。構造的に見ると所謂含油第三紀層の下部附近よりも寧ろ新しいようにも見えるが，直接することがないので，慥かなことは不明である。岩石は斜長石・輝石及び少量の石英から成る斑晶を多量に持ち，又石基は石英・斜長石・アルカリ長石等から成る。斜長石は曹長石化，輝石は綠泥石化を少しは蒙り，又綠色捕獲岩の囲りはやゝ綠色を帯びるが，一般には灰色乃至淡灰色で，かなり新鮮な岩石で，綠色化変質作用を受けていない。

3. 第三紀層の地質構造

第三紀層は通常 25～40° の中庸な傾斜をしている。下位の黒石沢層等では傾斜が急で，上位の所謂含油第三紀層，ことに地域外に分布するその最上位の部分等では緩かな傾向があり，地殻変動は第三紀層が累積する間を通じて行われたことを覗わしめる。概観して北から南するに従つて次第に新しいものが帯状に分布し，北を中心に隆昇運動が進んだことを示している。この帯状分布の方向に対して，褶曲軸及び断層は南北乃至北東一南西の方向をもつて交叉し，従つて各岩層の図上の分布は波状になつている。

所謂含油第三紀層では，鷹巣及び二ツ井油田[6]にみるように褶曲構造が顯著であつて，相接して背斜，向斜を繰返し，この状態はこの地域の南縁部にも現われる。これに対して主に火山噴出物類から構成されるこの地域の主体では，褶曲は鈍くなり，代つて断層が目立つている泥岩・砂岩等の岩層は軟弱であつて，よく褶曲し得るに比べ，火山岩質物は堅硬で褶曲し難い代りに，断裂を生じるからであろう。奥小比内附近には二ツ井油田から続いて一つの向斜軸が走るのが中村技官の今回の調査によつて判つたが，この向斜軸はそれ以北の物見山層の火山噴出物類中では，水無方向に走る向斜性の断層に転化する。この断層の正確な位置は未定であるが，奥小比内附近の下部凝灰岩層の分布の喰違い，物見山層最上部の鍵層である黒色砂岩層が不連続に急転すること，更に金沢—東股沢間の道路上及び黒沢沿いで地層が全く南東に等

(5) 千谷好之助：秋田縣北部油田の地質に就きて，地質學雜誌第37卷，第477號特別號，(昭和5)

(6) 千谷好之助：前出（大正13）及び（大正14）

斜構造のみを示し，東隣する背斜構造の延長が見られないこと等によつて，断層の存在は充分に認定される。粕毛川東岸の大開附近を略々南北に走るものは背斜性の断層である。この断層の位置は，岩層の走向傾斜の急転，地層の擾乱（断層の位置と思われる附近では垂直に近く急斜し，背斜軸でないことを示す）等によつてかなり正確に追跡出來る。但し北方で黒石沢層の安山岩質岩層中に入ると不明瞭となる。

大開以西は，全体として半ば盆状の構造を成していたものが，独鈷森から△628.1 附近を通る北東～南西の断層によつて，北西部が切断された地塊である。内川中流と大割沢附近との石英粗面岩質の岩層は元來一続きの白石沢層であつて，盆状構造の外側を占め，内に物見山層を包んでいたものであろう。これらの構造は石英閃緑玢岩岩脈が貫入する前に形成されたのである。

太良鉱山附近は白石沢層が繰返されて露出する地壘構造を示している。この北西を限る断層は藤琴川畔の露頭で観られるように頗る急傾斜であり，白石沢東側の岩層分布は地形に殆んど無関係に直線状に境される。地塊の南西側では藤琴川西岸中腹で岩層及び構造が急変する。南東側の断層は，藤琴川畔では位置が略々認定されたが，これを離れては不明瞭である。この断層は南方の桂岱附近に現われている向斜構造に対して胴切り式であり，これの北側の地壘内でも，向斜構造が桂岱附近よりも下位の岩層によつて示されている。鉱山の東方では，近藤技官の今回の調査によれば，まだしばらくは著しい断層は無いようである。鉱山附近の地壘を区切る断層の位置は，鉱床賦存地域の限界に関係ある点で意義がある。

4. 第三紀層以外の岩層

第四紀のものとして，粕毛川畔に極く狭い範囲を占める階段堆積層，地域内最高峯の駒ケ嶽を形成する火山噴出物及び各河川に沿う発達の良くない沖積層がある。

駒ケ嶽は主に膠結していない火山岩屑で構成され，所々に熔岩を挟有する成層火山である。かなり解析を受けていて，火口その他の原形は失われているが，構成岩類は概ね四周に向つて時には20° 以上をもつて傾斜し，現在の山頂附近を中心とした一つの独立火山体であつたことが明らかである。岩質は多孔質，淡灰色の紫蘇輝石・角閃石安山岩で，第三紀の火山岩類に見られるような変質は勿論受けていなく，全く新鮮である。

地域北部の立俣沢に於ては，やゝ片麻岩状を呈する優白色の黒雲母花崗岩，又古生層のものらしい珪岩，石灰岩の転石が得られた。これらは第三紀の緑色凝灰角礫岩中に取り込まれていたものか，又は駒ケ嶽の噴火に際し，深所から拋出されたものかと考えられるが，いずれにしても第三紀層の下の基盤を示唆するものである。

5. 鑛　床

鉱床としては鉛・亜鉛鉱脈が重要であり，太良鉱山はこれを稼行している。太良鉱山に就いては最近の本月報に報文(7)があるし，その他の鉱脈には差当り詳述すべきものはないので，こゝには各鉱床の概要だけを表示しておく。

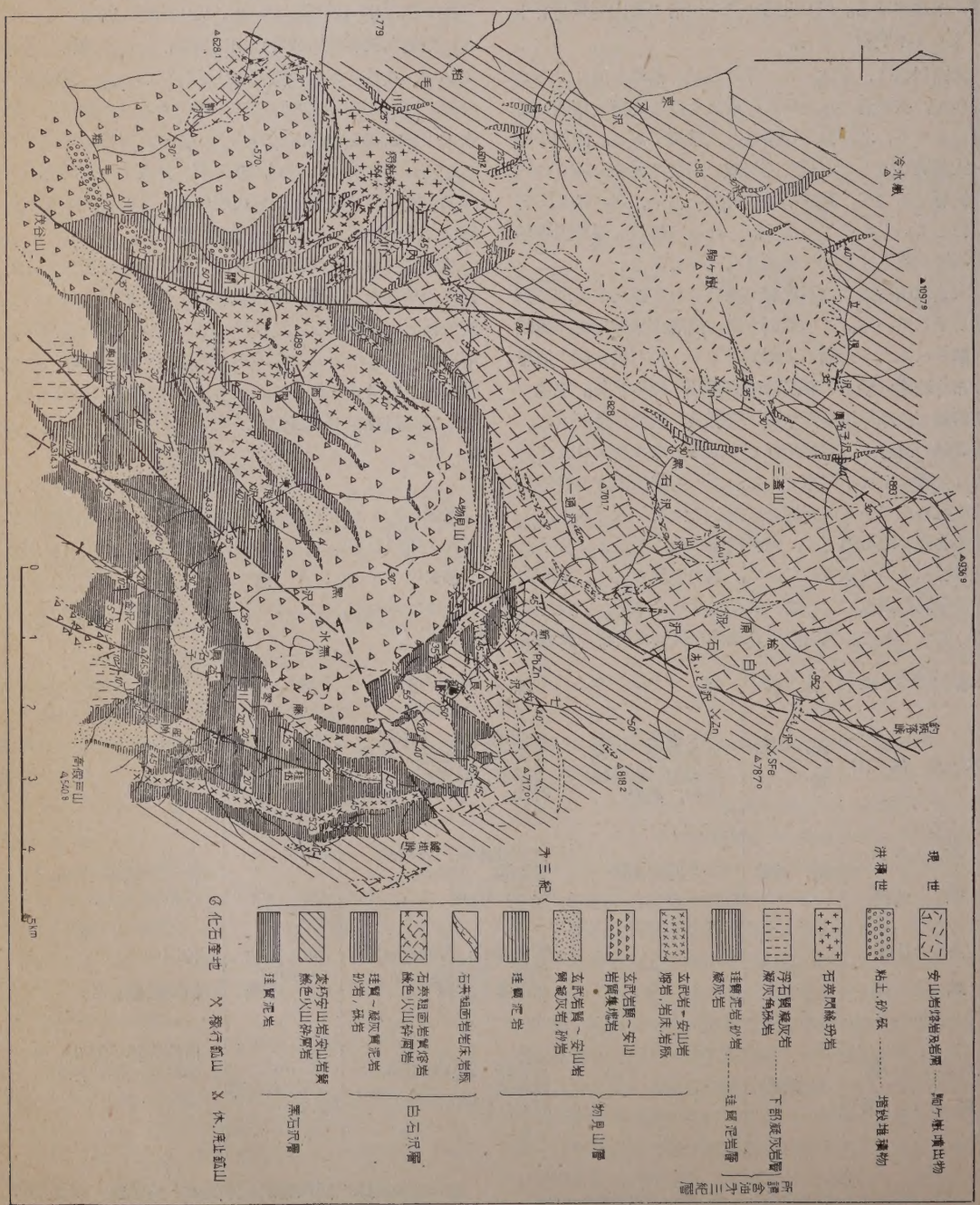
名　称	鉱　種	母　岩	鉱石及び脈石	品　位	稼行状況
太良鉱山	鉛，亜鉛 銅	緑色凝灰岩，凝灰角礫岩，変朽安山岩，石英粗面岩，泥岩	鉄閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱，石英，方解石，緑泥石，粘土	Pb… 2% Zn… 5% Cu…0.4% Ag…60gr/t	採掘 古河鉱業
あいとり沢鉱床	鉛，亜鉛	変朽安山岩	鉄閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱，石英，粘土	Pb. Zn…… 不良	休山 旧坑数個あるが多くは崩壊
かたり山沢鉱床	金	〃	閃亜鉛鉱，方鉛鉱，黄銅鉱，黄鉄鉱，石英多く珪質	Au…不明 Pb. Zn… 不良	休山 旧坑数個ある。
たざえもん沢鉱床	硫化鉄	〃	黄鉄鉱，鉄閃亜鉛鉱，黄銅鉱，石英，粘土	S…… かなり良好 Pb. Zn… 不良	旧坑１個で探鉱に着手しただけで休山

これらの鉱床は閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱・黄鉄鉱等を鉱石鉱物とし，石英・方解石・粘土鉱物等を脈石鉱物

(7) 伊藤昌介：秋田縣太良鑛山，鉛，亜鉛，鑛床調査報告，地質調査所月報，第１巻，第４號，（昭和25）

とする所謂浅熱水型のものである。金・銅等を目的に試掘されたものもあるが，閃亜鉛鉱等を常に多少とも含有し，鉱床の型式は同一のものである。いずれも主に黒石沢層，一部は白石沢層の地帯，即ち緑色化変質を蒙ることのある岩層中に胚胎され，火山岩類の内でも変質の著しくない物見山層中には見出されていない。

駒ケ嶽東麓の黒石沢畔には酸化マンガン鉱を露天掘した所がある。現在は鉱石を掘り盡して詳細は不明であるが，鉱床は駒ケ嶽噴出物に属する安山岩の崖錐に覆われた斜面上の窪地に位置する地表の沈澱鉱床で，鉱石は恐らく駒ケ嶽の火山活動に関係ある鉱泉から沈澱したものであろう。



第1図 秋田縣北部藤琴川上流地域地質図

6. 結　　言

以上記述したことを基にして，所謂綠色凝灰岩層の地質全般に関係すると思われる意見を少しく述べて結びとする。

(1) この地域では，火山岩類はそれぞれ同質の凝灰岩等と密接に相隨伴し，互いに累重し合い，地質單位としては殆んど不可分の関係にある熔岩であることが多く，この狀態は現世の火山体に見られる熔岩と火山砕屑岩類とが互いに重り合うのと似ている。火山岩類は膨縮の甚だしい分布を示し，且つ浸蝕に耐えて突出する結果，通常高所を占めて厚く露出するように目立ちはするが，その周囲の凝灰岩・泥岩等を只被覆しているのではなく，例えば岩体を横切る沢沿い等でも高所と略々同程度に発達しており，又一側では他岩に被覆される関係が認定され，なお岩体の流理，節理の方向からみて周囲の岩層と同様に自体が傾斜するのが推定されることもある。これらの様子は構造の比較的解り易い物見山層に於て特によく観察される。一般に裏日本の斜長石英粗面岩や，変朽安山岩を，周囲の綠色凝灰岩層等から切り離して取扱い，常にこれらを貫いたり，簡單に被覆したりしているものと軽く考えてしまつてはならないようである。

(2) 物見山層以下の火山噴出物を主とする累層は，所々に泥岩等を整合に挟んでおり，細粒岩を常に沈積するような環境の海底に，劇しい火山活動から供給されたものが累積した堆積相を示している。火山活動は中性乃至塩基性で，そのある時期には酸性のものも加わり，大体に於て一定時期には略々同様の岩質であつたが，但し広い範囲に同様の岩質のものが分布しているのは小区域ごとに別個の中心をもつて噴出されたものの集りであるようである。

(3) この累層はこれを被覆する所謂含油第三紀層を含めた全てを通じてこの地域では一連の堆積物であつて，その間どこにも著しい時の間隙を意味するような不整合は存在しない。部分的にはある層準を欠いて不整合狀のこともあるが，これは火山源物質の累積に甚だしい厚さの不規則があるのに由るものである。白石沢層には浅海性堆積の片鱗が示されてはいるが，極く局部的且つ一時的のものである。綠色凝灰岩地帯の他の地方ではしばしば不整合，陸成相等が知られているが，この地域では著しいものはなく，岩層区分は火山噴出物類の岩質に頼らねばならない。そもそも綠色凝灰岩地帯が成立するような劇烈な火山活動の場合には，堆積環境或は地殻変動までも場所場所によつて著しく不平等であつたことが考えられ，従つてある場所では不整合であつても他の場所では消滅し，或は別の不整合が生じることがあつてもよく，また火山源物質の供給狀態も場所によつて変化に富み，これらのことが地層の対比に往々混亂をもたらすのではなかろうか。この地域の物見山層以下の第三紀下部層を，従来秋田県北部の標準層序とされてきた台島層，双六層等に，岩質，堆積相を基にして当てはめるには困難を感じるが，それは上述のことを意味するのではなかろうか。

(4) 綠色を呈する凝灰岩等は主に黒石沢層と白石沢層とに変朽安山岩や石英粗面岩に伴つて出現し，主に水成岩から成る所謂含油第三紀層は直接その上位に位置するのではなく，間に火山噴出物ではあるが，あまり変質を受けていない玄武岩乃至塩基性安山岩の著しい火山活動を示す物見山層がある。

(5) 綠色凝灰岩地帯には石英閃綠岩や玢岩が知られている。この地域の石英閃綠玢岩はこの仲間であろう。これは物見山層以前の種々の熔岩，火山砕屑岩を噴出累積した火山活動よりも新しい。しかもこの地域では褶曲，断層よりも後に貫入していることは，構造地質上注目すべきである。　　（昭和26年2月）

549.351.12:548.5 (521.11)

所謂三角式黄銅鑛に就いて

砂　川　一　郎*

Résumé

On the So-called Triangular Chalcopyrite

by

Ichirō Sunagawa

I *Introduction*

The so-called triangular chalcopyrite is a very rare and peculiar crystal which has been found from some Tertiary chalcopyrite-quartz veins in North-eastern part of Japan, and never from other parts of the world. Distribution of its localities is shown in Fig. 1. Its morphology has been well studied, but genetical study has not been reported.

* 地質部

The crystal habit is characterized as follows:

1° Remarkable developement of [110] zone, and decadence of [1$\bar{1}$0] zone.

2° Remarkable developement of upper {h01} face, and decadence of lower {h0$\bar{1}$} face.

3° Hemimorphic habit due to 1° and 2°.

Therefore, its external form appears as a triangular wedge, a triangular plate, or a triangular needle. And these have been given a general name of triangular chalcopyrite.

Recently, the writer has received a report of its new occurrence from Funauchi Mine, Akita Pref., Japan. In order to disclose the genetical difference between the triangular chalcopyrite and other normal ones, he has made some mineralogical observations and some laboratory study of them from Funauchi and some other mines. Consequently, the following relations are found, and some inferences are made on the process of the crystallization of the triangular chalcopyrite.

II *Triangular chalcopyrite from Funvuchi Mine*

A) General observation

Funauchi Mine consists of Cu-Zn-Pb veins deposited in the so-called Tertiary green tuff. There are two main veins, Ainai and Honko. From his observations at Ainai vein, the interrelation of coexisting minerals of this vein is as follows:

1° Zonal arrangement of ore minerals is chalcopyrite···→zincblende···→galena from the lower level to the upper.

2° Quartz crystal shows two types. One is big prismatic crystals which are crystallized only in the lower side of zincblende and other ore minerals; the other is an aggregation of small crystals which are crystallized only in the upper side of crystals of ore minerals and the former quartz. (Fig. 2) Therefore, the former type is probably crystallized at almost the same stage at ore minerals; but it is clear that the latter type is of later crystallization than ore minerals and the former type of quartz. So, we may call the former as ealier quartz, and the latter as later quartz.

3° The sequence of crystallization at Ainai vein is shown in Fig. 3.

B) Occurrences of triangular chalcopyrite

Triangular chalcopyrite is found only in a druse (NE 3 m, NW 1 m, 2 m hight) of the lower lst level of the Ainai vein. Its occurrences are summarized as follows:

1° It is found in a druse of chalcopyrite-zincblende vien. (There is hardly any galena.)

2° This druse consists of two separated parts.

(a) Lower part of druse consists of normal chalcopyrite, zincblende, ealier and later quartz, and very few triangular needle chalcopyrite. The ratio of chalcopyrite to zincblende is about 1 : 1.

(b) Upper part of druse is subdivided with a sharp but irregular boundary into two. Outer side consists of mixture of zincblende and chalcopyrite. And chalcopyrite is found as small flow patches in zincblende mass. So the ratio of chalcopyrite to zincblende is smaller than that of part (a).

Inner part consists of only triangular chalcopyrite crystals and later quartz crystals. On later quartz which covers the outer side of (b), small tetrahedral chalcopyrite is crystallized in building blocks with many spaces. And on these tetrahedral crystals, triangular wedge crystals of middle~large size are crystallized. And no associated minerals beside later quartz are in existence

here. Chalcopyrite crystals of this occurrence are the only triangular wedge. (see Fig. 4.)

3° Triangular needle chalcopyrite is crystallized single on the aggregation of later quartz which covers normal chalcopyrite and zincblende crystals. (Fig. 5) It can be found only in part (a) of (2). But it is very rare. Chalcopyrite crystals of this occurrence are the only triangular needle.

C) Morphology of triangular chalcopyrite

1° Faces recognized by two-circle goniometer are listed in Table 2; and their goniometric data are in Table 3.

2° Frequency, size, and remarks of these faces are shown in Fig. 6.

3° Among these many faces, predominant faces are the following seven.

$p(1\bar{1}\bar{1})$ $p,(1\bar{1}1)$ $p(111)$ $m(1\bar{1}0)$
$e(101)$ $z(201)$ $c(001)$

4° Main types of combination of faces are

Type 1. $p(111)+p(1\bar{1}\bar{1})+z(201)$ ……tetrahedron

Type 2. $p(1\bar{1}\bar{1})+p(111)+e(101)+z(201)$
Type 3. $p(1\bar{1}\bar{1})+e(101)$
Type 4. $p(1\bar{1}\bar{1})+m(1\bar{1}0)+e(101)+p_1(1\bar{1}1)$
} triangular wedge

Type 5. $p(1\bar{1}\bar{1})+c(001)+m(1\bar{1}0)+e(101)+p_1(1\bar{1}1)$ ···triangular needle

Morphological relation between tetrahedron and triangular wedge is gradual as shown in Fig. 7, but the relation between them and triangular needle is somewhat discontinuous.

D) Natural etching of faces

1° Characteristic natural etched hills are observed on $p(1\bar{1}\bar{1})$ and $m(1\bar{1}0)$ of triangular wedge crystals. Their sketches are shown in Fig. 8. But no etched hills are observed on any faces of triangular needle crystals.

2° The natural etched hills above described are not observed on any faces of triangular chalcopyrite from other localities.

E) Chemical components and minor elements of normal and triangular chalcopyrite

1° Table 4 indicates the quantitative analysis of triangular and normal habit of chalcopyrite from Arakawa Mine which is analysed by Arakawa Mine analysers, and Table 5 is of those from Funauchi Mine analysed by T. Kushida

2° Minor elements determined by spectrographic analysis are listed in Table 6.

3° There are small differences in chemical components and minor elements between normal and triangular chalcopyrite.

F) Frequency of appearence and size of crystals

Crystals of triangular wedge are very rich and large.

Crystals of triangular needle are rare but large.

Crystals of tetrahedral habit are much but small.

III *Arakawa Mine, Akita Pref., Ogoya Mine, Ishikawa Pref.*

Arakawa Mine is also Cu-Pb-quartz vein deposited in Tertiary green tuff. Formerly, triangular chalcopyrite was found in the −45 m level of the main vein, but now it can not be found. Triangular one from this mine is triangular needle habit which has a developed m(110) face and seems to be triangular plate. No etched hills are observed on this. From my observation of occurrence here, it seems to be the same as that of Funauchi Mine.

It has been reported of its occurrence from Ogoya Mine, but the writer cannot find it.

IV *Summary*

Summarizing the above observations, and pointing out genetical differences be-

tween normal and triangular chalcopyrite, the following facts are the characteristics of occurrences of triangular chalcopyrite.

1° Triangular chalcopyrite crystallizes only under the condition of full space.

2° Sequence of crystallization in triangular chalcopyrite is tetrahedron·····→ triangular wedge·····→triangular needle.

3° In these three, there is a small discontinuity of crystallization stage between triangular needle and others.

4° Triangular chalcopyrite and later quartz were undoubtedly crystallization later than normal chalcopyrite and zincblende etc.. And there is a distinct discontinuity of crystallization stage between them. That is, triangular calcopyrite crystallized, after the crystallization of main ore minerals were finished.

5° It is unconsiderable that triangular chalcopyrite and later quartz were crystallized from the same solution from which the main ore minerals were crystallized. So we cannot clearly explain the crystallization process of triangular chalcopyrite, if we do not assume a different solution from primary one.

6° So the writer think that as a result of some unsolved action, only chalcopyrite and quartz molecules were segregated from crystallized ore, perhaps, as a gaseous state.

7° Due to the property of quartz molecules themselves, they diffuse into all parts of druse and crystallize on the upper side of crystals of ore minerals and ealier quartz. They crystallized like light snow piled up on pine-branches.

While, chalcopyrite molecules crystallize then and there as tetrahedral and triangular wedge crystals. And when a small amount of them moves to the other part of druse at the latest stage of crystallization, they crystallize as a single crystal of triangular needle on the upper side of crystals of ore minerals and later quartz.

8° However, it is a question what mechanism segregates them from crystallized ore mass, and why the segregated molecules must crystallize as triangular chalcopyrite in this condition and this only. But if we take a notice of the following fact, we may presume that this characteristic action has happened in the period of deposition of these chalcopyrite-quartz veins. One of the facts is that triangular chalcopyrite can be found only in Tertiary chalcopyrite-quartz vein of the inner part of North-Eastern Japan and never from other parts of the world; the other one is that bis-solution-pseudomorph of quartz is also a characteristic of these Tertiary chalcopyrite-quartz veins. And when all of the above described conditions are satisfied, deposition of molecules of chalcopyrite in perpendicular direction to m($1\bar{1}0$) and p($1\bar{1}\bar{1}$) face will de reduced.

April 1949

1. 序　　論

黄銅鉱の結晶は数多くの晶相を示すが，これらのうち三角形式，三角針式の兩型は一般に三角式黄銅鉱と総称されるもので，その特殊な形態によつて，種々の疑問，興味を抱かれて來た本邦特産の晶癖である。この晶癖についての形態的研究は相当行われて來たが，産状及び成因については，殆んど全く研究されていない。

幸に青森県中津軽郡相馬村船打鉱山に新産したので，筆者は主として船打鉱山に於ける観察，数種の室内実験を行い，更に嘗て産したという秋田県北秋田郡荒川鉱山石川県能美郡尾小屋鉱山について調査し，所謂三角式黄銅鉱と，偏菱十二面体式などの様な通常の晶癖を示す黄銅鉱との間の産状，晶出過程，相違点について考察した。

この研究に際して船打鉱山に於ける三角式黄銅鉱の発見，報告をされ，又調査に際して種々御便宜を賜つた同鉱山所長渡辺開氏，及び調査に便宜を与えられた荒

川，尾小屋鉱山の関係諸氏に対して深謝したい。

測角は東北大学岩礦教室，東京大学鉱物学教室の便宜にあずかつた。定性分光分析は東京大学化学教室による。何れも深く感謝の意を表する。

2. 三角式黄銅鑛に関する前研究

黄銅鉱は正方晶系に属し，Haidiger によればその軸率は C=0.98525 である。結晶を示すことは比較的稀であるが，その晶相の種類は多く，本邦に産するものでは，日本鉱物誌第三版 [1] によると次の8種にわけられる。

1) 四面体式　　5) 四角板式又は長方板式
2) 三四面体式　　6) 四角柱式
3) 偏菱十二面体式　　7) 三角式
4) 斜方十二面体式　　8) 三角針式

このうち7)，8)は一般に三角銅或いは三角式黄銅鉱と総称されているものであり，その形態の特殊性によつて古くから興味を持たれ，又黄銅鉱が正方晶系でなく，斜方晶系に属するのではないかという疑問を抱かせる原因となつていたもので，多くの研究がこれについて行われている。筆者の研究の目的は，この晶癖を示す黄銅鉱結晶の産状の観察と数種の実験を行うことによつて，この晶癖と通常の晶癖の黄銅鉱の間の晶出過程の相違点を明らかにすることにある。

所謂三角式黄銅鉱は明治 25 年に瓜生泰が秋田県荒川鉱山に於て始めて発見し，その後若林彌一郎が多数の標本を採集した。主に若林の採集標本について和田維四郎 [2] 福地信世 [3] 神保小虎 [4] Ford [5] Bechenkamp [6] 保科正昭 [7] 等が初期的な形態的研究を行い，Beckenkamp 等は殆んど確定的に，黄銅鉱が正方晶系でなくて斜方晶系に属するものであると論断している。その後渡辺新六 [8] が荒川産のものについて形態的研究を行い，高根勝利 [9] はその結晶構造のX線解析を行つた。更に最近に至つて須藤俊男 [10] が豊富な若林標本によつて精密な形態的研究を行い，多数の新面を記載している。これら最近の精密な研究によつて，黄銅鉱が正方晶系であることは確定的となつた。[11] この他に櫻井欽一 [12] は尾去沢鉱山産のものについてその形態を記載し，片山信夫 [13] は荒川産のそれの双晶についての記載を行つている。

以上が所謂三角式黄銅鉱に関する前研究であるが，三角式黄銅鉱は通常その形態の差によつて2乃至3に分けられており，その呼称も研究者によつてまちまちである。上記研究者の与えた名称を一括表示すると第1表の如くである。

第 1 表 三角黄銅鉱の從來の呼び方

晶癖 / 命名者	四面体式 Tetrahedral	三角形式 Triangular shaped	三角針式 Triangular needle
若林	Tetrahedral	Triangular wedge	Needle shaped
福地	Tetrahedral	Triangular wedge	Needle shaped
神保	Tetrahedral	Triangular plate / Triangular cristals	
Beckenkamp	Tetrahedral	Triangular wedge / Triangular tables	Triangular needle
保科	Tetrahedral	Triangular wedge shapeb / Triangular plates	Needle shaped
和田	Tetrahedral	三角式結晶	三角針式結晶
伊藤（本邦鉱物図誌）	Tetrahedral	三角式結晶	
須藤	四面体式	「三角形」式	「鎗状」式
日本鉱物誌 3 版	四面体式	三角式	三角針式

即ち種々名称の差はあるが，これらを分類すると大体次の3つに大別することが出来る。[14]

四面体式，三角形式，三角針式

このうち四面体式は形態的に云つて，所謂，三角式黄銅鉱への初源的な形と考えられるもので，通常はこの三角式のうちに含まず，後二者が三角式黄銅鉱と総称されているものである。

その形態的特徴について和田維四郎は，三角形式結晶

1) 伊藤貞市，櫻井欽一：日本鑛物誌 第3版 上巻 p87,
2) Wada: Minerals of Japan p. 32. 1904
3) 福地信世：日本鑛物誌 第2版 p 61
4) K. Jimbo: A Complex twin of chalcopyrite from Arakawa, Ugo Province Beit. zur Mine. von Japan Nr. 2. p. 70. 1906.
5) W. E. Ford: Chalcopyrite crystals from arakawa, Japan Am. Jour. of Selence vol. 23 p.59 1907.
6) Beckenkomp: Über chalcopyrite von Arakawa, Provinz Ugo in Japan, und über die Strukture des Chalcopyrits in allgemeinen Z. Kryst vol 43 p.43 1907.
7) 保科正昭：東京大學卒業論文 1909
8) 渡邊新六：荒川鑛山産黄銅鑛の結晶形岩礦誌 vol.10 p.30, vol. 13-2, p, 59
9) 高根勝利：荒川鑛山産三角黄銅鑛の結晶構造岩礦誌 vol.12 p1, p, 245,
10) 須藤俊男：本邦鑛物図誌 第1巻 巻末
11) 三者の算出した軸率は次の如し.
渡邊：C=0.98524
高根：a_0=5.28A°　C_0=5.22A°
須藤：C=0.98529
12) 櫻井欽一：秋田縣尾去澤鑛山産黄銅鑛研究報告 vol.1 No.1 p.11
13) 片山信夫：黄銅鑛の双晶について 德永先生紀念論文集 p.60
14) 三角式黄銅鑛については，第1表に示した様に，そのよび方はまちまちであるが，便宜上，總稱的に用いる時は
三角式結晶 Triangular crystal と呼び，その晶癖を2つに區分するときには
三角形式結晶 Triangular wedge crystale
三角針式結晶 Triangular needle crystal と呼ぶのを適當と考える.

に対しては『Pの上部2面とe(或いはy又はx)の上部4面とを主体とするもので，大抵pと同位置にあるmの2面を有する三角形の結晶で，時としてcの上面又はその他の面を有することより』，三角針式に対しては「pの下部2面とcの上面との3面発達し，細長き三角柱又は針をなせるものにして，兩端はe又はxの上部面を以て尖る」との説明を与えている。伊藤貞市・櫻井欽一も亦ほゞ同様の説明を与え，片山信夫はこの2形を一括して，それらの一般的特徴として〔110〕晶帶が著しく発達し〔1$\bar{1}$0〕晶帶が全く衰退している点をあげている。

結局，三角式黄銅鉱は次の3つによつて特徴ずけられると云えよう。

1) 〔110〕晶帶の著しい発達，〔1$\bar{1}$0〕晶帶の衰退

2) 上部{hol}面の著しい発達，下部{hol}面の衰退

3) これらによる異極像的晶癖

これらの特徴を具えた上で，特に上部(001)面のみが細長く発達して槍状，針状等を示すものを三角針式，c(001)が全く存在しないか或いは発達が小で，結晶全体として三角形を示すものを三角形式と呼ぶのである。時にm(1$\bar{1}$0)面が大きく発達して三角板状の晶癖を示すこともあるが，これもC(001)の発達程度によにつて上の2式のうちの何れか入れることが出來よう。

然し，三角形式，三角針式との関係は形態学的には既に須藤俊男が指摘している様に，四面体式を出発点として三角形式，三角針式と美しい漸移的な遷移を示し，その間に明瞭な区分を定めることは出來ない。けれども船打鉱山産のものについて筆者の観察したところによると成因的は三角形式と三角針式との間に，僅かの不連続が認められ中間型に相当するものは見られない。又一般には，四面体式結晶を三角式黄銅鉱中に入れていないが，産状から見て，これも三角形式，三角針式と共に三角式黄銅鉱の中に含んで考えるのが便利である。　扨，瓜生泰の最初の発見以後，研究の進むにともなつて，その産地も逐次数を増し，現在迄に知られている産地は，その産出量の多寡を考えなければ次の6ヵ所が数えられる。尤も本邦を除いて，他の諸外国には全くその産出が見られず，その点でも三角式黄銅鉱の特異性がうかゞわれる。

岩手県和賀郡湯田村檜山鉱山
秋田県鹿角郡小坂町金畑鉱山
秋田県仙北郡荒川村荒川鉱山
秋田県仙北郡荒川村宮田又鉱山
新潟県西蒲原郡間瀬村間瀬鉱山
石川県能美郡西尾村尾小屋鉱山

これらの産地はいずれも，東北日本内帶に発達する第三紀の石英銅鉱脈型の鉱床で，そこにこの晶癖の成因との間に一つの連関性の存在を感じさせられるものがある。産地の分布は第1図に示した。

唯これらのうち，荒川・宮田又の兩鉱山はその産出も極めて豊富であつたが，現在は既に全く見られず，又他の産地に於ては，その産出は極めて稀で僅かに数箇を得たという程度のものに過ぎない。従つて三角式黄銅鉱は既に古典的な存在であるとも云えよう。しかも前研究は殆んど全て形態的研究か，あるいはこれを資料としての結晶

第1図　三角式黄銅鉱の産地
Fig.1 Localities of triangular chalcopyrite.
Funauchi……Nakatugaru-gun, Aomori Pref.
Kanehata……Kosaka-mati, Akita Pref.
Arakawa……Senpoku-gun, Akita Pref.
Miyatamata …Senpoku-gun AKita Pref.
Hinokiyama …Waga-gun, Iwate Pref.
MazE ……Nishikanbara-gun, Niigata Pref.
Ogoya ……Nomi-gun, Ishikawa Pref.

構造解析に限られ，この様な特殊な晶癖の産狀と通常の晶癖の黄銅鉱との間の成因的な相違点に関する研究は殆んど皆無と云つて良い狀態であり，僅に櫻井欽一が尾去沢鉱山産の形態記載に際して暗示している程度に留まつている。

しかるに，昭和 23 年 9 月，青森県中津軽郡相馬村船打鉱山藍内坑下一番坑に於て，同鉱山長渡辺開氏が新にこれを発見されたが，そのことを当調査所伊藤昌介技官を通じて知ることが出來た筆者は，これを良い機会として，主として船打鉱山に於けるその産狀を精しく観察し，又嘗て産した宮田又鉱山，尾小屋鉱山に於ける観察及び数種の室内実驗の結果なども参照して，その産狀の特殊性について一応とりまとめてみることが出來た。以下はその報告である。

3. 船打鑛山産三角黃銅鑛

a〕船打鑛山附近の地質及び鑛床略説

関根良好の調査によると，船打鉱山附近の地質は，古生層を基盤として凝灰質岩類・輝石・角閃石安山岩の熔岩流・頁岩の順に堆積している第三紀層があり，この上にこれを不整合に覆つて輝石安山岩質集塊岩が発達し，これと迸入時機を同じくする輝石安山岩の脈岩からなつている。

第三紀層中，凝灰質岩類は本地域第三紀層の最下部をなし，下部から角礫凝灰岩・粗粒凝灰岩・安山岩質集塊岩・角礫凝灰岩と凝灰岩との薄い互層とよりなり，下部より上帶準に從つて細粒となる傾向を示している。安山岩質集塊岩の下部近くには輝石・角閃石安山岩の熔岩流と考えられるものが2枚存在する。これらの凝灰質岩類は所謂綠色凝灰岩と云われるもので，船打鉱山の鉱脈の殆んど全ては，この中に胚胎している。

即ち船打鉱山はこれら綠色凝灰岩及びこの岩層中に存在する安山岩の熔岩流中に胚胎する閃亜鉛鉱・黄銅鉱・方鉛鉱を主とする裂罅充填型鉱床で，明瞭な一本の鉱脈としてあらわれる鉱脈の幅は最大 50 cm を超えず，通常はほゞ平行な数本の細脈をともなうか，あるいは角礫の空隙間を充填して鉱液の沈澱した網狀脈を形成し，角礫は珪化した中石としてこれらの網狀脈中に殘存している。これらほゞ平行な鉱脈群は膨縮分岐が甚しい。

主な鉱脈は作沢川左岸の本坑と右岸の藍内坑の2本で，本坑鉱脈の主なものは既に採掘しつくされ，藍内坑は目下盛に稼行中で，その最下部に相当する下一番坑中段に三角式黄銅鉱が産する。

本坑鉱脈は藍内坑に比べて網狀構造の度が強く，從つて中石を多く含み，概して黄鉄鉱分に富んでいる。これに対して藍内坑は網狀構造著しくなく，比較的明瞭な裂罅充填鉱床で分枝脈に乏しいが，一般の裂罅充填鉱床に較べると網狀構造の度が強く，屢々鉱石がポケット狀に存在することもある。以下は專ら藍内坑に於ける観察のうち三角式黄銅鉱の成因考察に関係ある事実についてのみ記載する。

b〕藍内坑に於ける観察

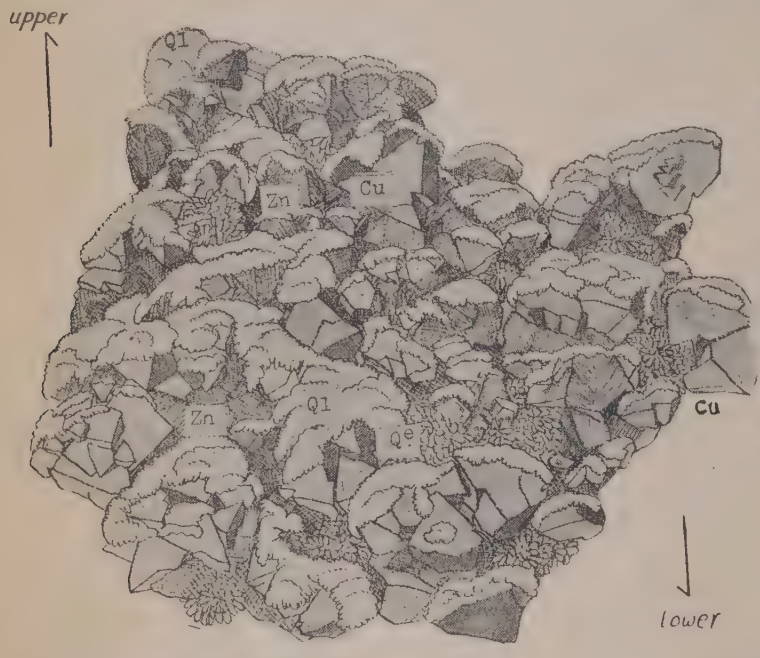
藍内坑の鉱脈は，主として閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄銅鉱よりなり，少量の黄鉄鉱・水晶をともなつている。母岩は僅かに珪化され時にそれの殆んど見られないこともある。むしろ甚だしく粘土化されている場合が多く，かゝる場所では鉱脈は網狀構造を呈し，又屢々ポケット狀を呈することもある。

鉱脈を構成する金属鉱物の割合は鉱脈の深さによつて異り，一般に最下部に黄銅鉱に富み，相当量の閃亜鉛鉱をともない，中段になると閃亜鉛鉱を最も主とし，屢々閃亜鉛鉱のみからなり，最上部では方鉛鉱が最も多く，相当量の閃亜鉛鉱をともなうが，黄銅鉱は殆んど全くこれをともなわない。筆者の観察した範囲に於ては下一番坑中段（— 45 m 坑）の鉱脈は，黄銅鉱を主とし閃亜鉛鉱の相当量をともない，地並坑（0 m坑）及び地並十五号中段（+10.8m坑）に於ては閃亜鉛鉱を最も主とし，少量の黄銅鉱をともない，地並十四号中段（+20m坑），上一番坑（+26.6m坑）に於ては殆んど閃亜鉛鉱のみからなり，上部に於て僅かに方鉛鉱をともなうのみである。最上部坑道(+50m 坑)に於ては方鉛鉱を主とし，相当量の閃亜鉛鉱をともなう鉱脈に変化している。即ち，下部より上部に向つて黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱の順に帶狀分布を示している。

又鉱脈の構成鉱物の排列狀態も，鉱脈の深さによつて，異なり，上記の中，下部より中部にかけては，僅かに珪化した母岩に連続して，黄銅鉱のみの薄い帶があり，これに続いて閃亜鉛鉱・黄銅鉱の密雜した帶が存在する。その割合は鉱脈の深さによつて上記の様に変化している。これが上部に至ると一般に珪化の度合は低く，又屢々全く珪化部を見ずに直接，閃亜鉛鉱のみの帶があり，脈の中心部は，殆んど方鉛鉱だけで充填されている。この部には，黄銅鉱は殆んど見られない。

鉱脈中に晶洞が存在する場合には，そこに上記の鉱物が美しい結晶をなして晶出しており，それら鉱物の組み合せの順序から推定した晶出順序は後述の如くである。晶洞中には黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱等の美しい結晶と共に石英が晶出している。この石英には二種あり，それぞれ定方向性を持つて晶出している。即ち，比較的太い無色透明柱狀の，金属鉱床に特有な石英は，晶洞中の黄銅鉱閃亜鉛鉱などの結晶の下側に限つて結晶し，その根はこれらの結晶中に入り込んでいる。これに対して白色半透明の微細な石英の集合結晶は全て晶洞中の黄銅鉱

・閃亜鉛鉱等の結晶を被覆して，これらの上側にのみ附着結晶しており，あたかも連続した多数のひさし，あるいは雪をかぶつた松の枝の様な景観を示している。こゝで上側・下側とは，鉱脈の落しに対しての方向であり，上記の関係は第2図に図示した通りである。



第2図 前期，後期石英の關係
Fig. 2 Relation between the earliar and later quartz,
Cu nomal crystals of chalcopirite 黄銅鑛 Zn zincblende閃亜鉛鑛
Qe ealier quartz 前期石英， Ql later quartz 後期石英

この産状を見ると，前者は，黄銅鉱・閃亜鉛鉱等と殆んど同時か，僅かに後期の晶出と考えられるのに反して，後者は明らかにこれらの鉱物よりも後期の晶出によるものと考えられる。從つて，その形態・産状から前者は前期の晶出，後者は後期の晶出によるものと云えよう。又この兩者の石英の黄銅鉱・閃亜鉛鉱に対する位置から見て，前者はこれらの鉱物と共に初源的な鉱液から晶出したものと考えられ，後者は晶洞中に黄銅鉱・閃亜鉛鉱，前記石英等が結晶した後に，いくらかの時期的な不連続をへだてて，おそらくは降下した残溜の鉱液から晶出したものではないかとの予想を抱かせる。この点については，後に三角式黄銅鉱の成因を考察する際に，より詳しく論じられるであろう。唯こゝで注目すべき事実は，後期石英が三角式黄銅鉱と共に本坑には全く見られず，藍内坑に限つて産し，而も藍内坑鉱脈の上帶準には殆んど見られず，黄銅鉱の発達する下帶準，就中三角式黄銅鉱の産する附近に最もよく見られる点である。この点は後期石英と三角式黄銅鉱との間に成因的近親関係の存在する事を暗示しているのではないかと考えさせられる。

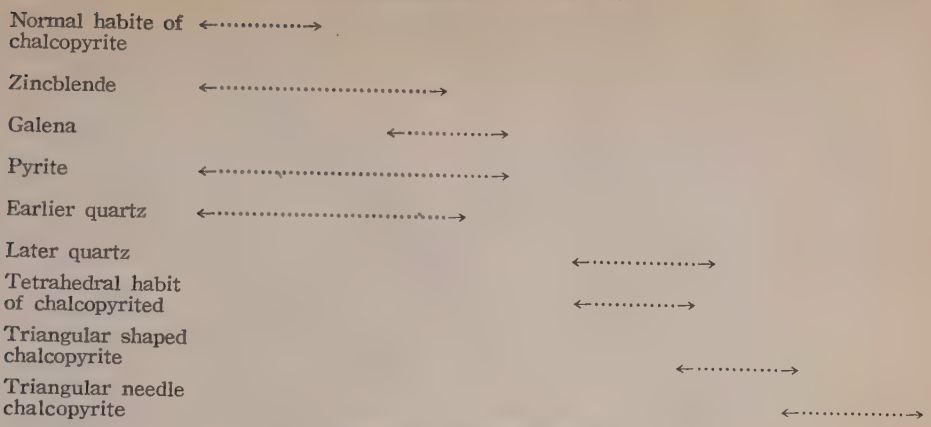
既述の，鉱脈に於ける構成鉱物の排列状態及び鉱物の帶状分布から見ると，先ず黄銅鉱だけが沈澱し，続いて黄銅鉱，閃亜鉛鉱が同時に沈澱し最後に方鉛鉱の沈澱が行われたと考えられる。更に又晶洞中に結晶したこれらの鉱物の産状を眺めると，黄銅鉱・閃亜鉛鉱・前期石英は，互にかみ合つて晶出しており，これらの上に方鉛鉱の六面体の小結晶が晶出し，更にこれらの全てを被覆して前述の後期石英の晶出が見られる。黄鉄鉱は母岩中にも，晶洞中に前期石英と共にも晶出して完全な六面体式結晶を示しているからこれは黄銅鉱・閃亜鉛鉱・前期石英・方鉛鉱の晶出した全ての期間に渉つて晶出したものと考えられる。三角式黄銅鉱については後に詳述するが，その産状から見て明らかにこれら全ての鉱物より晩期の晶出によるものと考えられ，唯後期石英とは，ほゞその期を一にするかあるいはこれと同時期からやゝ後期にかけての晶出と考えられる。殊に，三角式黄銅鉱中，三角形式のものは，後期石英とほゞ同時的かあるいは僅かに早い晶出であるが，三角針式のものは後期石英上に結晶し，決してこれに被覆されていないから，明らかにこれよりも晩期の晶出によるものと云える。

以上に観察した事実より船打鉱山藍内坑に於ける鉱物晶出の順序を考察すると大略第3図の如くなる。

c) 三角式黄銅鑛の産状

三角式黄銅鉱は船打鉱山のうち藍内坑下一番坑中段の階段下に存在するNE方向3m，NW方向1m，高さ2mの当鉱山としては最大の晶洞中の一部に産する。この晶洞は黄銅鉱を主とし相当量の閃亜鉛鉱をともなつた数本の分岐脈があつまつて膨張した部分に相当している。

晶洞は連続しているが，性質を異にする2つの部分よりなつている。晶洞の下部は，ほゞ等量の閃亜鉛鉱と通常の晶癖の黄銅鉱の結晶，及び前期，後期の石英が晶洞壁より内部に向つて結晶しており，内部は大きな空間が残されている。この部は晶洞の大部分を占めている。その二は，晶洞上部NE方向に稍々入り込んだ部分で，晶洞壁は多量の閃亜鉛鉱と少量の黄銅鉱との塊状集合で形成され，これを被つて後期石英が集合結晶し，晶洞内部は後期石英と四面体式，三角形式結晶の黄銅鉱が，多数の



第３図　藍内坑に於ける主要鑛物の晶出順序

Fig. 3 Sequence of crystallization in Aina vein.

小空間を残して充塡している。三角針式結晶はこの部に近い第一の晶洞部に散点的に存在している。

今三角式黄銅鉱の産狀を要約してみると以下の如くになる。まず三角形式結晶についてみれば

1) 三角形式結晶は上述の晶洞中第２の部分に限つてみられる。

2) この部の盤際は黒色の閃亜鉛鉱を主とし，塊狀の黄銅鉱及び黄鉄鉱結晶の密雑した部があり，これを後期石英が被覆している。これより晶洞内部に向つて，四面体式黄銅鉱結晶が積木狀に集合して発達し，これに支えられる様な狀態で三角式黄銅鉱が結晶している。こゝで四面体式結晶は常に小であるのに反して，三角形式結晶は中より大迄の範囲に変化し，概略的には大である。且つ，かゝる産狀の三角式黄銅鉱には，三角針式結晶は全く認められない。第４図には三角形式黄銅鉱の産狀のスケッチを示してある。

3) 四面体式，三角式黄銅鉱結晶上には後期石英の小晶が集合結晶し，前期石英はこの部には全く見られない。これに反し盤際部には前期石英が晶出している。

4) 三角形式結晶の産する部の盤際部に存在する鉱石は，晶洞内の１の部分に比して著しく黒色の閃亜鉛鉱が豊富となつているに反し，黄銅鉱は甚だ少くなつている。

5) この盤際部の塊狀の閃亜鉛鉱中には多数の不規則な小孔が存在し，且つこの中に含まれる黄銅鉱は小斑点として存在する。

6) 閃亜鉛鉱・黄銅鉱等よりなる盤際部と，四面体式及び三角形式黄銅鉱後期石英よりなる晶洞内部とは，明確に分離されており，その間は漸移的ではない。

7) 從つて三角式黄銅鉱を産するこの晶洞第２の部は，盤際部を閃亜鉛鉱・黄銅鉱等によつて形成され，更にその内部の晶洞は四面体式及び三角形式黄銅鉱結晶及び後期の石英によつて多数の空隙を残しつゝ充塡されているものと云える。

三角針式結晶はこれとやゝ産狀を異にしている。即ちこの型の黄銅鉱結晶は，三角形式及び四面体式結晶が集合して産するに反し，常に単独晶として産出する。前二者と同一晶洞内の第一の部分のうち，三角形式結晶を産する第二の部分のすぐ下方のこれに近い所に限つて産し，晶洞内に晶出している閃亜鉛鉱，通常の晶癖の黄銅鉱等の結晶を定方向性を以つて被覆している後期石英の上に，個々別々に，且つまばらに単晶として附着結晶しており，通常三角針式結晶は後期石英によつて被覆されていない。且つかゝる産狀の黄銅鉱結晶は全て三角針式結晶に限られている。

第４図　三角形式結晶の産狀

Fig. 4 Occurence of triangular wedge crystals

T-cu　triangular wedge crystal of chalcopyrite
Te-Cu　tetrahedral Crystal of chalcopyrite
Ql　later quartz
zn　zincblende and chalcopyrite mass
Py　Pyrite

d) 三角式黄銅鑛の結晶形態

採集した多数の標本のうち測角に適する結晶20個について，主として〔110〕晶帶基準による複円測角を行つた結果認められた面は第2表の如くである。主要面の実測値，計算値は第3表に示す。[15]

第2表 船打鉱山産三角式黄銅鉱に認められた面

Table 2. Recognized faces of triangular chalcopyrite from Funauchi Mine

1st order……p(1$\bar{1}\bar{1}$) e(101) m(1$\bar{1}$0)

2nd order……z(201) p(1$\bar{1}$1)

3rd order……p(111) D(115) C(001) Z(20$\bar{1}$)

4th order…… (225) (805) (414) (212)(1$\bar{1}\bar{6}$) (4$\bar{4}\bar{9}$) (2$\bar{2}\bar{9}$) (441) (112) (553) (3.$\bar{3}$.$\bar{1}$0) m(110) (558)

第3表 船打鉱山産三角式黄銅鉱の主要面の測角表

Table 3. Goniometric data of triangular chalcopyrite from Funauchi Mine

Form	No. Xls.	Weighted Mean meas. ρ	Weighted Mean meas. φ	Calculated Values calc. ρ	Calculated Values calc. φ
P(1$\bar{1}\bar{1}$)	14	90°03′	54°21′	90°00′	54°20′
E(101)	12	60°19′	34°49′	60°15′	34°51′
M(110)	12	90°02′	89°46′	90°00′	90°00′
Z(201)	7	51°07′	53°57′	50°55′	54°19′
P(111)	8	90°07′	54°13′	90°00′	54°13′
P(111)	7	35°45′	1°02′	35°30′	0°00′
D(1$\bar{1}$5)	5	73°59′	0°05′	74°26′	0°00′
C(001)	4	90°00′	0°17′	90°00′	0°00′
Z(20$\bar{1}$)	3	51°05′	54°17′	50°55′	54°19′
(805)	1	53°24′	47°57′	53°22′	48°10′
M(110)	1	0°04′	……	0°00′	……

The other llfaces ora omirtted. {110} zone aoy.

第2表中面の配列は出現頻度の順に從つた。こゝで興味あることは，これらの面は出現頻度の近いもの毎に，数個の面づつに群分けすることが出來，各群の間には出現頻度にかなりのへだたりが見られることである。即ち第一次の頻度を示すp(1$\bar{1}\bar{1}$)，e(101). m(1$\bar{1}$0)と第2次のZ(201)，p，(1$\bar{1}$1) との間では前者は後者の約2倍の出現頻度を示し，第2次と第3次のP(111), D(115) C(001), z(20$\bar{1}$), との間について見ても，前者は約2倍の出現頻度をもつている。第4次の諸面は全て1乃至2度しか認められなかつた面である。

15) (110) 晶帶規準であるから，測角値は正規の ρ，φ，ではなく，ρ′ φ′ としてあらわされる．從つて指數の計算式も

$$\frac{h'}{k'}=\frac{\tan\varphi'}{\sqrt{2}c},\quad l'=\sqrt{h'^2c^2+\frac{k^2}{2}}\,\tan\rho'\,c$$

となる．これで算出した (h′k′l) を指數の轉換によつて正規の面指數 (hkl) に換算すればよい．計算値はC=0.98525として計算した．

第5図 三角針式結晶の産狀

Fig. 5 Occurence of triangular needle crystal

Tr-Cu Triangular needle crystal of chalcopyrite
Qe earlier quartz
Ql later quartz
Zn Zincblende
Cu Normal habite of chalcopyrite crystal

各面の出現頻度，面の大きさ，反射の良否の関係は一括して第6図の三角図表中に示してある。

これら諸面中，最も屢々あらわれ，晶癖の主要素となつている結晶面は，P(1$\bar{1}\bar{1}$)，P，(1$\bar{1}$1)，P(111)，m(1$\bar{1}$0)，e(101)，Z(201)，c(001)，でこれら主要面の主たる組み合せは次の如くである。

第1型 p(111)＋p(1$\bar{1}\bar{1}$)＋Z(201)

第2型 p(1$\bar{1}\bar{1}$)＋p(III)＋e(101)＋Z(201)

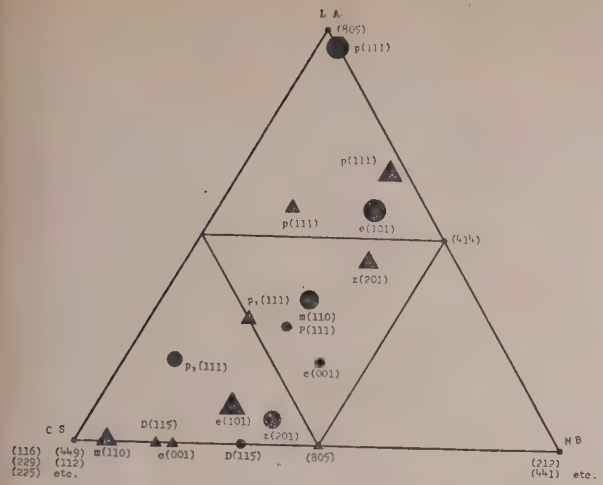
第3型 p(1$\bar{1}\bar{1}$)＋e(101)

第4型 p(1$\bar{1}\bar{1}$)＋m(1$\bar{1}$0)＋e(101)＋p，(11$\bar{1}$)

第5型 p(1$\bar{1}\bar{1}$)＋c(001)＋m(1$\bar{1}$0)＋e(101)＋p，(1$\bar{1}$1)

こゝで，第1型は四面体式，第2型から第4型迄は三角形式，第5型は三角針式に相当し，これらは第1型より第5型迄，美しい漸移的な関係を示している。この関係は第7図の晶癖図に明らかに示されている。

双晶は三角針式結晶には全く認められないが，三角形式及び四面体式結晶には相当数見られる。これらの双晶の殆んど全てが P(III) を双晶面とする接触双晶で，1) 兩個体が同じ三角形式晶癖を呈するもの，2) 一方が三角形式で一方が四面体式に近い晶癖のものがあるが，何れの場合でも，兩個体とも等大に発達している場合は少なく，多くは一方が大で一方が小である。又この兩個体それぞれを中心として2個の小結晶が三連晶をなして耳の様についている場合も多い。又屢々四面体式の結晶を中心体として，兩側に三角形式結晶のついている三連晶のものも認められる。



第 6 図　各面の大きさ，反射の程度をあらわす三角図表 丸…大きさ，三角…反射程度

Fig. 6 Triangle diagram showing size, remarks of faces
circle……Size, triangle……Remarks
L……large, M……medium, S……small
A……very good, B……good, C……bad

e） 面の性質及び天然蝕丘

p(1$\bar{1}\bar{1}$), p, (1$\bar{1}$1), m (1$\bar{1}$0), c (001) は何れも平滑な面で，m (1$\bar{1}$0) 面に相当する部分に p (1$\bar{1}\bar{1}$) と m (1$\bar{1}$0) とのくりかえし階段状発達による條線が認められる以外に，條線は殆んど見られない。この点及び後述の天然蝕丘の点は，船打鉱山産のものと他産地，主として荒川鉱山産のものとの相違する点である。

三角形式結晶に於て，p (1$\bar{1}\bar{1}$)，m (1$\bar{1}$0) 面上には，それぞれ特有な延長方向をもつた天然蝕丘が，規則的に排列している。この蝕丘は比較的簡単な指数の面によつて形成されている。例えば p(1$\bar{1}\bar{1}$) 面上の蝕丘は m(1$\bar{1}$0), p(1$\bar{1}\bar{1}$), e (101), Z (201) によつて構成され，又，m (1$\bar{1}$0) 面上の蝕丘は，e (101), p (111), d (115) 等によつて構成されている。これらの蝕丘は，それらの存在する結晶面によつて，その

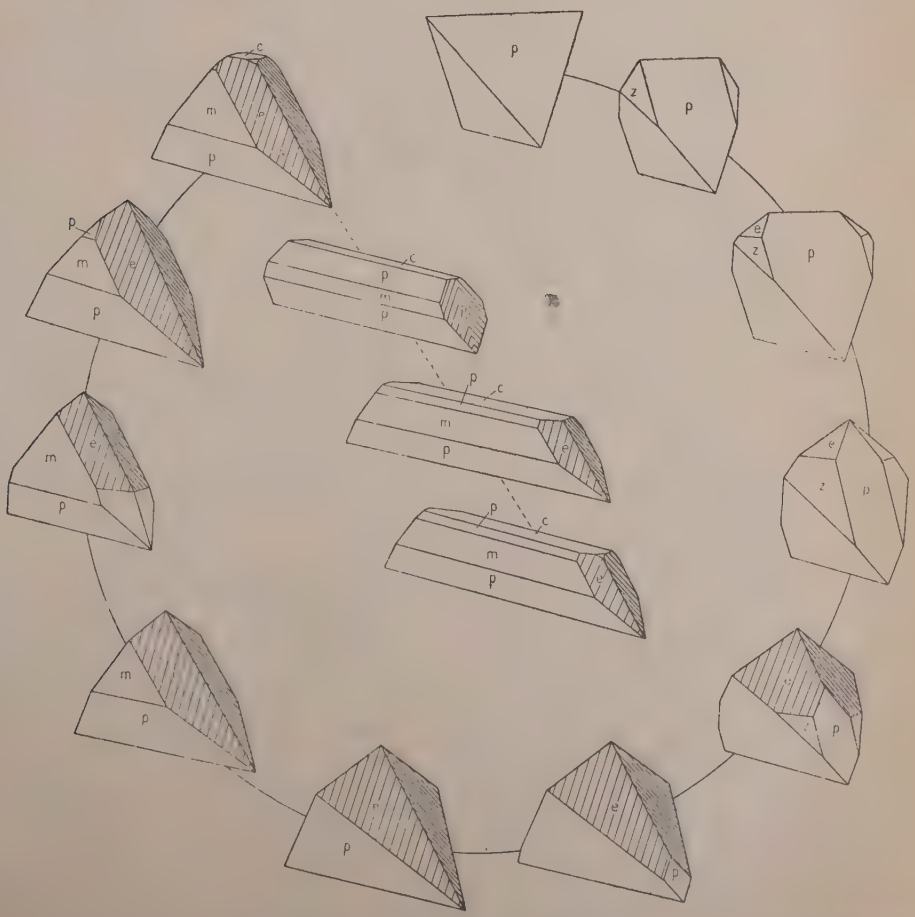
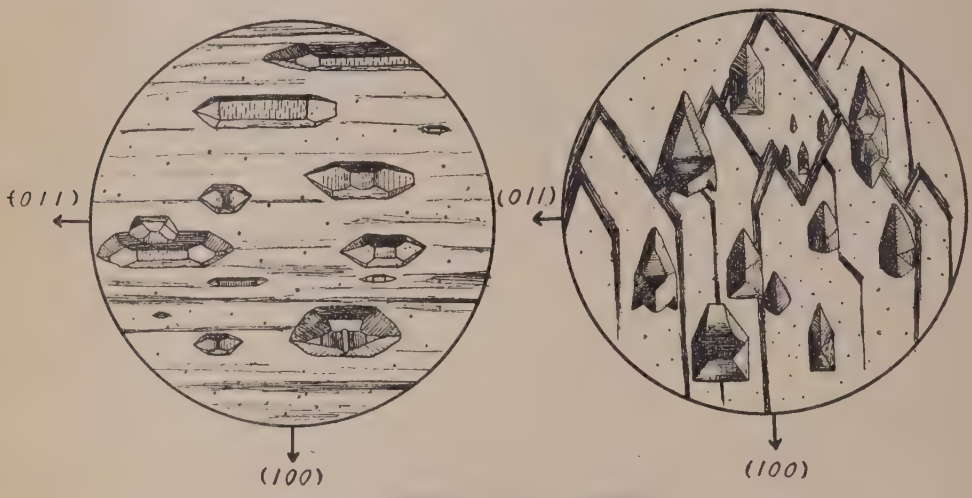


Fig. 7 Triangular habit of chalcopylite from Funauti mine, Aomori Pref.
——— tetrahedral crystal and triangiar shaped crystal　　……triangular needle crystal.

延びの方向及び形状を異にし，m (1$\bar{1}$0) 面上では〔110〕晶帯に平行な方向に延びた長い船底形を呈し，p(1$\bar{1}\bar{1}$) 面上の蝕丘はC軸方向にやゝ長い異極像的外形を示している。又これら以外にp，m何れの面にも極めて小さい無数の小突起が存在する。これら各面に於ける天然蝕丘のスケッチは第8図の如くである。

形式のうち m (1$\bar{1}$0) の発達不良なものと，良好で三角板状に近いものとを比べれば，前者の方が多く後者は少ない。結晶の大きさについて云えば，四面体式は常に小で，三角形式結晶は比較的小なるものより最大のもの迄連続的であるが，相対的には3者のうち最も大である。三角針式結晶は特別大なるものも特別小なるものもなく



第 8 図　三角式黄銅鑛の面上に存在する天然蝕丘
左…P(1$\bar{1}\bar{1}$)　　右…m(1$\bar{1}$0)
Fig. 8 Sketches showing natural etched hills on the faces of triangular shaped chalcopyrite crystals
left……on p(1$\bar{1}\bar{1}$) face　　right　on m(1$\bar{1}$0) face

C(001) 面は表面平滑で，一般には條線及び天然蝕丘は認められず，又上述の蝕丘も三角形式の結晶には殆んど常に見られるのに反し，三角針式のものでは殆んど全く見られず，且つm (1$\bar{1}$0)，p (1$\bar{1}\bar{1}$) の繰り返し階段状発達による條線は三角形式のものでは比較的その発達が僅であるに反し，三角針式のものではよく発達している。

p(111) 面は三角形式及び三角針式結晶に於ては，小であるかあるいは全く認められない。通常は e (101) との階段状発達として存在し，独立した面として存在する場合でも，多くはe(101) とのくりかえしによる二方向の條線が深く，且つこの條線の方向に規則的に排列した小突起(天然蝕丘) が認められる。

e(101) 面は常にp(111) とのくりかえしによる深い條線が存在し，又p (1$\bar{1}\bar{1}$) との稜の方向に平行な浅い條線も存在する。z(201) はp (111) との稜の方向に平行な條線が走り，これは p(111) との階段状繰り返し発達によるものである。

f)　晶癖別による出現率，大きさの関係

個体数的にみれば四面体式結晶が最も多く，三角形式結晶がこれに次ぎ，三角針式結晶は極端に少ない。三角大体中位の大きさを示している。

四面体式・三角形式・三角針式と云う形態的な漸移関係，同様な順序での晶出時期の僅かづつのへだたり，個体数的な出現率の同様な順序での減少，結晶の大きさの変化の関係等の事実を併せて考察すると，これらの間に一連の興味深い一致が存在することが解る。

これら3者のうち，種々の点で最も明らかな不連続の存在するのは三角針式と他の2者との間で，四面体式三角形式との間には，この様な明らかな不連続は見られない。

g)　三角形式黄銅鑛の化学成分

荒川鉱山に於て，嘗て同鉱山産の四面体式と三角式の黄銅鉱とを分析した結果は第4表の如くである。

第 4 表　荒川鉱山産黄銅鉱分析結果

Table 4. Agarysisof chalcopyrite from Arakawa mine.

Nomal habite	Triangular habit	
33.96%	33.12%	Cu
31.99%	31.57%	Fe
33.48%	34.45%	S
30.75%	1.05%	Si02
100.18%	100.19%	Total

by Arakawa mine analysen

船打鉱山藍内坑の同一個所に産する通常の晶癖の黄銅鉱結晶と，三角形式結晶とのそれぞれ十数カ所を破砕し，双眼顕微鏡下で可及的純粋な黄銅鉱分のみを撰別した試料を用い，地質調査所串田たまの行つた定量分析の結果は第5表の如くである。

第 5 表　船打鉱山産黄銅鉱分析結果

Table 5 Analysis of chalcopyrite from Funauchi mine.

Nomal habit	sriangular habit	
34.22%	35.21%	Cu
31.22%	30.42%	Fe
34.94%	33.57%	S
100.38%	199.00	Total

by T. Kushida

同一試料について，東京大学化学教室に依頼して定性分光分析を行つた結果，第6表の如き諸元素を認めた。

両者を比較すると，三角形式結晶には，Zn, Bi, Geが見られない

第 6 表　船打産山産黄銅鉱中に分光分析によつて検出された元素

Table 6. Elements determined by spectrographic analysis

1. Nomal habit of chalcopyrite crystals……
   Cu, Fe, S, Si, Mg, Bi, Pb, Ca, Al, Zn, Ag, Ge, Na,
2. Triangular chalcopyrite
   Cu, Fe, S, Si, Mg, Pb, Ca, Al, Ag, K, Na,

4. 宮田又鑢山産三角式黄銅鑢

秋田県北秋田郡荒川村帝国興発荒川鉱山（旧宮田又鉱山）の鉱床は，大平鉱業荒川鉱山（現在休業中）の隣接鉱区に存在する黄鉄鉱・黄銅鉱・石英脈で稀に閃亜鉛鉱・方鉛鉱をともなう。鉱床は緑色凝灰岩中及び緑色凝灰岩と硬質頁岩との境界部に発達している。

本鉱山に於ては，嘗て—45 m 坑本鑓西押鑓に三角式黄銅鉱を産したとのことであるが，現在ではこの鑓は全く採掘し盡され，三角式黄銅鉱を採集することが出来なかつた。但しこの鑓は石英の小結晶が多くの空隙を残して積木状に発達し，船打鉱山で観察した事実に類似した状態を示している。

櫻井欽一氏所蔵の標本及び鉱山より惠与された標本について〔110〕晶帯基準による複円測角を行つた結果認められた面は次の如くである。

c(001), p(1$\bar{1}$1), m m(1$\bar{1}$0), p(1$\bar{1}\bar{1}$)p (III), (10 10. 9), e(101)

本鉱山産三角式黄銅鉱の標本6個についてみると，三角針式結晶に属し，m(1$\bar{1}$0)の発達が大で三角板状に近い晶癖を示している。又p, (1$\bar{1}$1)とp(1$\bar{1}\bar{1}$)とが船打鉱山の場合と異り，ほゞ等大に発達し，m(1$\bar{1}$0)には深い條線が走つている。又船打鉱山のものに認められた様な天然蝕丘は殆んど全く存在しない。

〔附〕尾小屋鑛山

石川県能美郡西尾村尾小屋鉱山にも三角式黄銅鉱の産出が知られているが，[17] 筆者の調査した範囲内ではこれを認めることが出來なかつた。[18] 又鉱山の人が三角式黄銅鉱と称しているものは正確には四面体式結晶であり，筆者は尾小屋鉱山に於ける産出を疑問視している。

5. 三角式黄銅鑛の産状とその晶出過程の総括

以上に観察した事実及び実験結果をもととして，三角式黄銅鉱の産状を総括し，これと通常の晶癖の黄銅鉱との間の晶出過程の差異について要約して考察すると次の如くになる。

1) 三角形式結晶と四面体式結晶との産状の相互関係及びこれら二者と三角針式結晶のそれぞれが後期石英に対する関係から考えて，これら3者の晶出順序は四面体式→三角形式→三角針式の順と考えられる。即ち三角形式が四面体式に支えられて産することから，この2型のうち前者の方がやゝ晩期と考えられ，又この2型が後期石英とほゞ同時の晶出であるのに反して，三角針式結晶は後期石英上に晶出していることから三角針式が最も晩期の晶出と考えられる。

2) この三者のうち四面体式と三角形式との間は晶出時期的に漸移的な関係にあり，この間に明らかな不連続は考えられないが，これら両者と三角針式結晶との間には僅かながら時期的のずれが認められる。

3) 三角式黄銅鉱の何れもが，主な鉱脈構成鉱物である閃亜鉛鉱，通常の晶癖の黄銅鉱等よりも明らかに晩期の晶出である。このことは，三角式黄銅鉱に属する全ての晶癖の結晶が主な鉱脈構成鉱物の結晶を被覆して発達している後期石英と同時か，あるいはその上に晶出して明らかに晩期晶出であることを示している点から理解される。更にこの事実は，これら鉱物と三角式黄銅鉱の晶出との間に，晶出時期的に明らかな不連続の存在していることを示している。換言すれば，三角

17) 尾小屋鑛山：尾小屋鑛山の鑛床について（予報）
この報文には三角式黄銅鑛は鑛化の最盛期の晶出にかゝわるもので，空隙に洞晶をなして集合して産するとしてある。

18) 三角式結晶を認めることは出來なかつたが，樹形結晶及び便器型の特殊な外形を呈する黄銅鑛の双晶を得た．これについては何れ報告する予定である。

式黄銅鉱は主たる鉱脈構成鉱物の形成後に晶出したものと考えられる。

4) 三角式黄銅鉱が全て充分な空間の存在のもとに晶出したものであることは，結晶の完全さ，多数の空隙の存在等よりして明らかである。殊に三角針式結晶は，四面体式・三角形式に比してはるかに充分な空間の下に晶出したものであると考えられる。

5) 三角形式結晶は後期石英を除いては，同時的に晶出した他の鉱物を殆んどともなつていず，三角針式結晶は後期石英より明らかに晩期晶出である。これに反して，通常の晶癖の黄銅鉱は閃亜鉛鉱・黄鉄鉱等の共生鉱物をもつている。且つ晶出順序から見て，三角式黄銅鉱と後期石英とは，最も晩期の晶出であり，上記の如く主な鉱脈構成鉱物の晶出と，これらとの間には晶出時期的にある不連続が存在する。従つて共生鉱物の種類及び晶出時期的な不連続から考えて，通常の晶癖の黄銅鉱・閃亜鉛鉱・方鉛鉱・黄鉄鉱等の鉱脈構成鉱物を沈澱させたと同性質の鉱液がそのまゝの形で晩期に至つて三角式黄銅鉱と後期石英とを晶出せしめたものであるとは，到底考え難く，その間に鉱液の性質等の何らかの質的な転換を考えねば充分に説明し難い。

6) 船打鉱山に於て，通常の鉱脈構成鉱物よりなつている晶洞第一の部分に較べて，三角式黄銅鉱を産する晶洞第二の部分の盤際部の閃亜鉛鉱が，その量著しく豊富となり，黄銅鉱は著しく減少し，且つ閃亜鉛鉱の塊中には多数の小穴が存在し，又黄銅鉱は結晶を殆んど示さずに，流状の小斑点として存在する。更にこうした盤際部と，三角式結晶と後期石英のみよりなる晶洞内部との間は非常に明瞭且つ不連続に分離されている。

7) 5) 及び 6) の事実は，三角式黄銅鉱及び後期石英の晶出が，元来の鉱液そのまゝの形からの晶出によるものであるとは到底考えられないことを示している。むしろ残溜鉱液に何らかの形の，著しい晶出分化作用が行われたか，あるいは既に形成された鉱脈に，後から加えられたある作用により，そこから黄銅鉱分及び石英分のみ分離結晶作用を受け，それらの結果として，後期石英・三角形式結晶・四面体式結晶の晶出が行われたものと解釈する方が適当であろう。三角針式結晶は，こうして分化した鉱液の一部が，最末期に至るに従つて移動し，すぐ近くで遮ぎるもののない極めて充分な空間中で，単独に晶出したとき形成されたものと考えられる。従つて三角針式結晶の晶出には，三角形式，四面体式に比して，はるかに充分な空間を必要とする。

8) 以上の考察から，晶出分化あるいは分結作用の結果つくり出された鉱液（あるいは，ガスの形であるかもしれない）は，殆んど黄銅鉱及び石英分のみよりなり，他のものを含んでいないと考えられる。そしてそれが結晶を晶出させてゆく経路は次の如くであると考えられる。

即ち黄銅鉱分は，おそらくはその原子の性質によるものであろうが，移動半径が狭く，主としてその場で，空間を充す様な傾向を以て晶出を続け，早期から晩期にかけて四面体式→三角形式の順序で結晶をつくつてゆく。一方石英分はその性質上，その場では勿論，更に広く晶洞中の各所に拡散・降下し，既に形成されている鉱脈構成鉱物の結晶の上側にのみ沈澱・晶出し，あたかも数多くのひさしを連ねた如き，或は松の枝に泡雪がつもつた様な景観をつくつて晶出を終る。後期石英，及びその場での四面体式・三角形式結晶の黄銅鉱の晶出が殆んど終る頃，晶洞中の他の部分に移動した少量の黄銅鉱分の鉱液は（移動の距離は小で，移動量もその場での晶出にくらべるとはるかに少ない。このことは前述の如く，おそらくその原子或いは分子の性質によるものであろう），鉱脈構成鉱物の結晶を被覆している後期を被覆して晶出している後期石英上に，単独晶として散点的に結晶をつくりあげる。こうして出来た黄銅鉱の結晶は三角針式結晶である。従つて三角針式結晶を晶出させる要件は，三角形式より晩期晶出であると共に，より充分なる空間の存在を必要とする。この様に三角式黄銅鉱を晶出させる鉱液のたどる経路は四面体式→三角形式→三角針式という一定の経路であると考えられる。

以上の考察により，筆者は三角式黄銅鉱の晶出する過程を要約して次の様に考えている。

鉱脈形式の最も後期に至り，閃亜鉛鉱・方鉛鉱・通常の晶癖の黄銅鉱等の主要鉱脈構成鉱物の晶出が，殆んど終つてしまつた後に，残溜鉱液に著しい晶出分化作用が行われるか，あるいは何らかの作用により，既に形成されている鉱石より，黄銅鉱及び石英分のみが分結作用を行つて分離結晶する。こうして分離された黄銅鉱分は，その性質上主としてその場に於て，その場の空間を充す様な傾向で晶出を続け早期から晩期にかけて四面体式→三角形式という系列をもつて結晶する。一方石英分は，黄銅鉱分に比して，はるかに充分に移動しその場では勿論，晶洞中の他の部分にまで広く拡散・降下・沈澱し，後期石英として，既に形成された鉱脈構成鉱物の結晶の上側にのみ附着晶出する。これらの晶出が末期に近ずき且つ黄銅鉱分の極く一部が，わづかに移動し，極めて充分な空間の下に単独晶として晶出する場合に三角針式結晶をつくりあげ，これは既に形成されている鉱脈構成鉱物の結晶を被覆結晶している，後期石英の集合晶上に，単独晶として存在する。

以上が三角式黄銅鉱及び後期石英の晶出の過程である

が，こゝに晶出分化あるいは分結作用が，如何なる原因で如何なる形で行われたかは，将來にゆだねられた問題である。しかし，三角式黄銅鉱が，東北日本内帶の第三紀の石英—銅鉱脈に限つて産すること及びこの種の鉱脈の他の一つの特徴として石英の假像（おそらくは後期石英によつてつくられているものであろう）が存在すること等を併せ考えてゆくと，この種鉱床を形成する時代に特殊なある作用が起つたのではないかと予想することが出來，それが上記の分化作用あるいは分結作用であらわせるものではないかと考えられる。從つてこれら作用の原因は未解決な問題ではあるが，三角式黄銅鉱と云う極めて特徴的な結晶をつくりあげるのに欠くべからざる存在であつたと云えよう。

以上の觀察・実驗・考察によつて三角式黄銅鉱の晶出する過程をたどつてみたのであるが，それならこうした晶出過程をたどつて結晶した黄銅鉱が何故三角式結晶として晶出するか，あるいは晶出しなければならないかという根本的な成因については，筆者のこれだけの觀察をもつてしては断定を下し得ない問題である。しかしこれだけの貧しい觀察から推論を許して貰えるとすれば，漠然と乍ら筆者は黄銅鉱鉱液が上の全ての條件を充すとき p(1$\bar{1}$1) 及び e (101) 面の発達が特に促進され，その結果三角式黄銅鉱として晶出するのであろうと考えている。そして，そうした特定方向への構造の発達と環境との間の直接的な関係の，物理的・化学的説明は，将來にゆだねられている問題であろう。　　以上

553.91:550.8 (521.42) :622.19

富山縣千野谷鑛山黑鉛鑛床調査報告

岩　生　周　一*

Résumé

Graphite Deposit of the Senno-tani Mine, Toyama Prefecture.

dy

Shūichi Iwao

Sennotani Mine, sit uated along a tributary of the Kumano river, is the largest active graphite mine in Japan, which produces fine grained crystalline graphite.

Geologic survey and an electric prospecting in the area were carried out around the area in April and June, 1925, and a desirable accordance was observed between them by the researches.

The feature of deposits as related to the geology, orel reserves, dressing methods and future out ook are described in this paper.

A few remarks on the ore genesis is also stated.

* 鑛床部非金屬課長

要　約

1. 鉱床探査審議会（MIMEAC）の要望により，本所事業の一つとして富山県上新川郡千野谷鉱山黒鉛鉱床の調査を行つた。調査の方法としては全般に亘る地表及び坑内の地質鉱床調査を行つたが，未探鉱区域は電気探鉱結果を用いた。

調査期間は昭和25年5月18日から6月9日迄である。

2. この鉱山は終戦後急速に開発されたもので細粒鱗狀黒鉛を産し，先に安齋技官調査の折は諸設備未完，坑道総延長 300m に過ぎず，探鉱も殆んど行われていなかつたが，今回調査の折は浮選設備略々完成，坑道総延長約 900m、電探も既に2回に亘つて行われ、その効果の著しいことが判明していた。

3. 調査の結果は結論の項に述べる如く，地質構造と鉱床との関係、鉱床の成因に関して幾つかの点について明かにし得た。

4. 鉱量の算定し得る部分は余り多くないが、希望鉱量は10万tの桁に達し非常に多い。即ち別表の通りであるが，可採率はまだ明かにし得ない。

5. しかし，この予想区域から鉱床の大きさと密度とが稼行に充分に値する箇所を発見するには，試掘坑道に

よる他あるまい。

6. 浮選精鉱の品位を上げるには現在計画されている様に一層磨鉱を充分にすることが効果的であることが顕微鏡観察からも明かにされた。

1. 緒　　言

千野谷鉱山黒鉛鉱山は細粒鱗狀黒鉛を産する重要鉱山である。これに就ては昭和21年本所安斎技官に依つて概査が行われたが,[1] その鉱石は土狀であつて，鉱量は推定約 450t，品位約 40%，予想約6.000t と推定された。これは，当時まだ開発の初期にあり，確認された鉱床が非常に尠かつた勢と、電気探鉱法等による科学的探査と詳しい地質鉱床調査が行われていなかつた為である。

その後急速に開発が進み，一方昭和23年及び昭和24年には会社の申請により本所加来技官によつて電気探鉱が行われ，又これと協力して岡野技官により，ハンドボーリングによる鉱床の確認等が行われ，電気探鉱法による調査が非常に有効であること，鉱石は細粒ではあるが鱗狀であること等が判明し，且つ鉱床の賦存範囲の拡大と鉱量の著しい増加とが期待されるに至つた。

偶々北海道音調津鉱床の開発不活発となる等の事情もあつて，MIMEAC（鉱床探査審議会）の要望により，25年度計画としてこの鉱山の電探と詳細な地質調査とを併行的に実施することとなり，昭和25年5月18日から6月9日迄の間，電気探鉱は加来技官，地質調査は岩生技官，地形測量は石橋技官がそれぞれ担当して行つた。

地質調査は主として小原川北側区域と坑内の精査及び同南側を含む附近一帯の概査，電気探鉱と地形測量は同南側の未探鉱未開発区域に注がれた。

調査の結果は南側区域に広い有望地帯を発見確認し，地質的にもこれを裏付けることが出來た。又從來様々に解釈されていた鉱床の性狀，成因等について相当明かにし，今後の探鉱に示唆多き資料を与えることになつた。これには又，この種鉱床に於ては地質調査と電探とを何の程度に如何に調和させる可きかについての考察に資するところも多かつた。

今回の調査に際しては鉱山側から種々の便宜を与えられた。記してここに深い謝意を表する。

物理探鉱の結果の詳細については加来技官が報告する筈である。

2. 鑛業權及び沿革

富山採　第3号　　富山県上新川郡大山村小原

鉱業權者　昭和黒鉛株式会社

東京都赤坂区溜池町5

昭和21年11月以前の鉱山の沿革については安斎技官の報告[1]があり，ここには省略する。当時は坑道によつて略々現在の稼行レベル（中切坑及び天二坑「旧一番坑及び三番坑」）と，それより更に約15m上方レベルが稼行の中心をなしており，坑道の総延長僅かに約 300m，粗鉱出鉱量も月平均100t程度，浮選設備未完成，粗鉱の儘現物（馬車）→（簡易索道）→河内部落→（トラック）上瀧駅の順序で鉱石を搬出していた。又，道路完備せず鉱山に達するにも河内部落から現場迄徒歩によらざるを得なかつた。

その後，中切坑の北方への掘進，これより約15m上方の天二坑の掘進，26m下方の大切竪入坑道等が新たに掘鑿され坑道総延長約 900 mに達した。而してこの間天二坑からは鉱山始つて以來の高品位富鉱体（一号鍾の上部）に逢着，鉱山の前途を明るいものとした。

昭和25年初期，漸く日 50t の浮選選鉱設備と乾燥工場とが運転を開始し，月産粗鉱約 250 t～850 t 余，精鉱月産平均約 70t の産出を示すに至つた。

一方，この間再度の電気探鉱調査が行われ地下鉱床の位置推定に貢献するところがあつた。

上瀧駅一現場間の交通連絡，鉱石の搬出の系統も大いに整備され，トラックが全通路に亘つて運転され鉱石搬出もこれに依存するに至つた。（自家用 3t 積トラック 4 台，現場上瀧間2往復）又，鉱山労務者は当時の約40名より約70名（他に乾燥場27名）に，現場舎宅，労務者住宅，現場事務所等全く面目を一新した。

この様に鉱山の規模は急激に膨脹し，鉱床又次々と坑内に現われるに至つたが，大観すれば，天二坑一号鍾を除いては全く新しい鉱床群は発見せられず，粗鉱の平均品位は粗鉱処理量の増加に伴つて当然の傾向として若干低下している狀況にあつた。

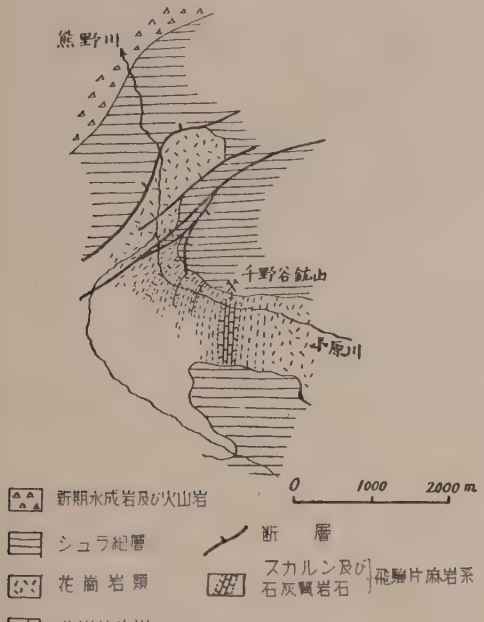
3. 地　　質

鉱山附近の地盤は所謂飛騨片麻岩系と，これを緩傾斜不整合に被覆するジュラ紀層から成り，鉱床はこの片麻岩中に胚胎している。

片麻岩系岩石は鉱山西北方小原部落北方附近から南方に向つて次第に広く発達し，小原川河床と河岸連続的に露出している。主として結晶質純白石灰岩と，主としてその層理面に並行に厚薄様々な幅を以つて層に迸入した片麻狀花崗岩とから成り，両者の混生作用に依つて両者の間には所謂スカルン帯を広い範囲に顕著に発達せしめている。スカルン帯と片麻狀花崗岩との境は時に漸移的である。鉱山附近には石灰岩が尤も広く且つ繰返して発達しているが，これより上流又は下流に向つて次第にその量を減じ，小原部落西北方では殆んどこれを認めることができない。

ジュラ紀層は砂岩を主とする砂岩及び頁岩の互層から成り，鉱山附近で見ると基盤片麻岩系との間に10°～20°程度の緩傾斜不整合面を有する。基底礫岩は殆んど発達しておらず，成層の状態は極めて規則正しい。

鉱山西北西約1kmの索道起点切割で見ると，ジュラ紀層と片麻岩系岩石とは一部明瞭な緩傾斜断層で相接し，同終点附近の河岸露頭ではジュラ紀層が殆んど垂直の楔状に片麻岩中に断層によつて挟みこまれているのが見ら



第１図　千野谷鉱山附近地質図

れ，又小原西北方の片麻岩系の北西縁は断層を以てジュラ紀層と境している。これ等の断層の傾斜は不定であるが方向は悉くNE—SWであつて，この地域のジュラ紀後の構造線の方向を示している。

（第１図参照）

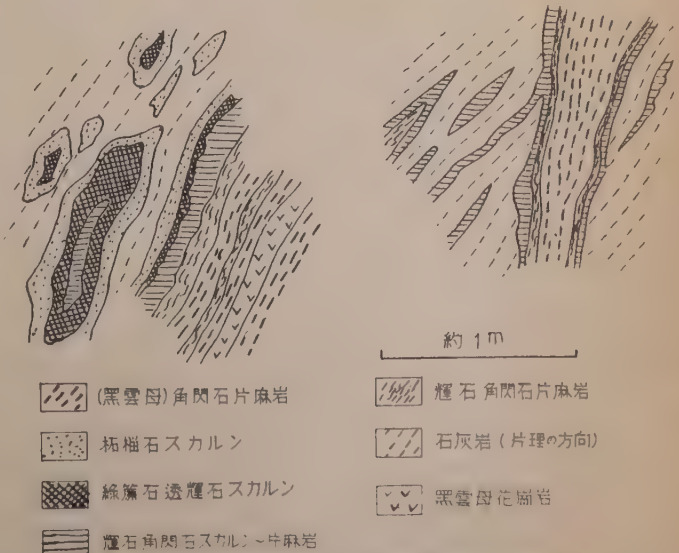
(1) 片麻岩系

黒鉛鉱床に最も密接な関係がある。片麻岩系を構成する主な岩石は次の通りである。

1. 結晶質石灰岩
2. 含珪灰石透輝石石灰岩
3. 含透輝石石灰岩
4. 含礬礫石石灰岩
5. 柘榴石透輝石スカルン
6. 透輝石緑簾石スカルン
7. 透輝石スカルン
8. 透輝石角閃石スカルン
9. 輝石片麻岩
10. 輝石角閃石片麻岩
11. 黒雲母角閃石片麻岩（花崗岩質）
12. 変質石灰質砂岩
13. 変質頁岩
14. 含柘榴石黒雲母角閃石岩
15. 石墨黒雲母片岩
16. 含柘榴石石墨片岩
17. 石墨片岩
18. 黒雲母花崗岩
19. 黒雲母アプライト　｝片麻岩系に含まず
20. 煌斑岩

この中，19.20 は片麻岩系に属する片麻岩類及び片岩類を貫いている。黒雲母花崗岩がスカルン化作用に直接関係があるか否か今回の調査では充分には明かにすることは出来なかつたが，小原川の河内上流河床露頭に於て見ると，スカルン化作用及び輝石類を含む片麻岩類の生成は黒雲母花崗岩の迸入に伴う花崗岩質物質の石灰岩への浸込反応によつて行われたと解釈する方が好都合な證據が認められる（第２図）。即ち結晶質石灰岩を貫く黒雲母花崗岩に沿つて，次の様な規則正しい累帯配列を認めることができる。

含透輝石石灰岩（1, 2, 3, 4）
→透輝石柘榴石スカルン
→透輝石緑簾石スカルン　｝(5, 6, 7, 8)
→輝石閃緑岩質片麻岩
→輝石角閃石片麻岩　｝(9, 10, 14)



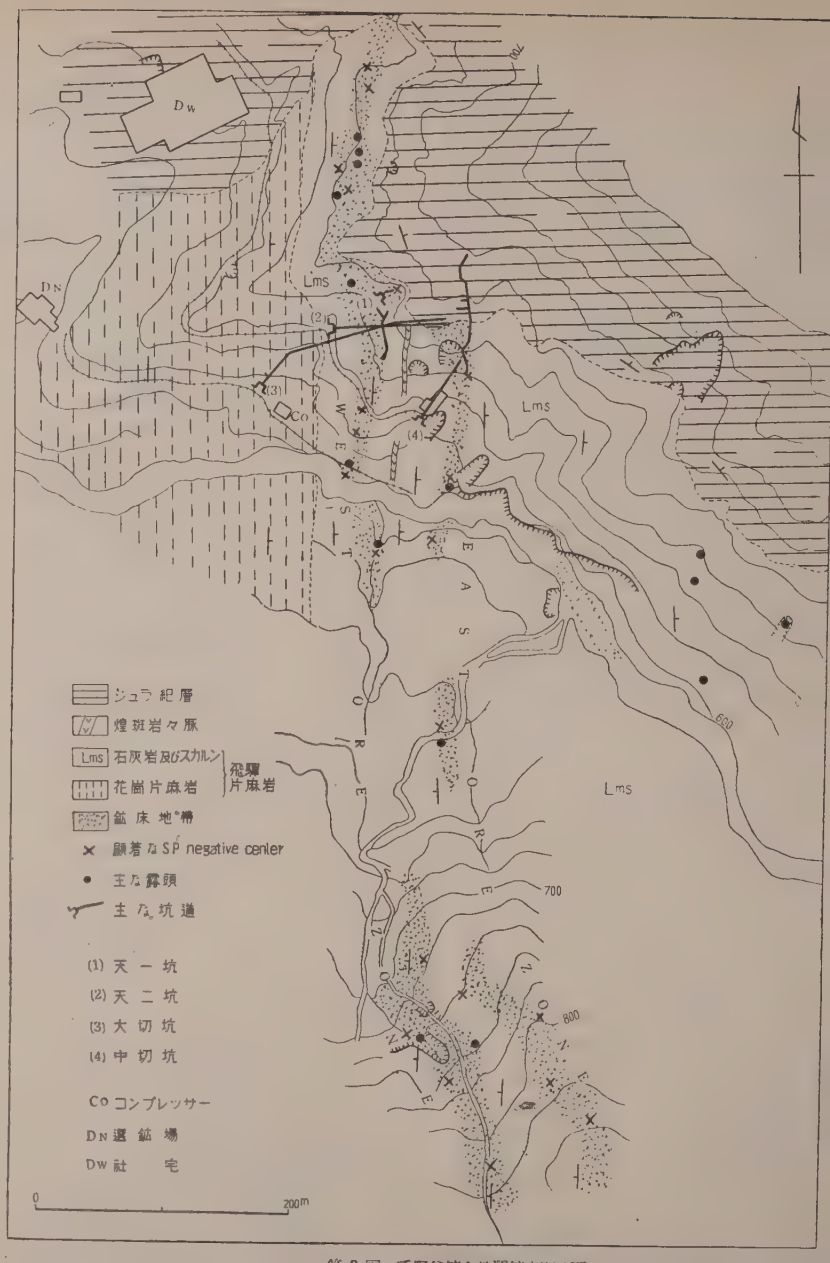
第２図　石灰岩～スカルン～花崗岩の関係を示す産状

→黒雲母片麻岩狀花崗岩 (11, 18)

これは石灰岩から花崗岩へ向つて順次 Al_2O_3, SiO_2, そして終りに近く Alkaliが増加していることを示す。この様な累帶配列は河床の隨処に各種の規模を以て完全に又は不完全に操返しており，全体として片麻岩系を構成している。第3図で主として石灰岩より成る部分として示したものはそれぞれ前表の1から8迄，主として花崗質片麻岩より成る部分としたものは同じく9, 10, 14, 主として花崗岩より成る部分としたものは，11及び18に相当する岩石が発達している(Zome)を示す。

スカルン帶及びこれに接する石灰岩と片麻岩中には特に榍石の発達が顕著である。

このような石灰質岩石及びこれに成因的関聯を持つ片麻岩類に較べて，砂質及び礬土質岩石の発達は前表12, 13, 15, 16, 17 で代表されるに過ぎず，その分布範囲も狭い。石墨片岩の原岩に就ては後に述べる様に一般に種々考えられるであろうが，ここでは炭質物に富んでいた礬土質頁岩は関係があり，鉱床はその中特に石墨の富化された部分と見做すのが都合がよい。



第3図 千野谷礬山地質鉱床概略図

片麻岩系岩石の走向は常に略々南北であるが，走向は小原川北側では東へ70° 内外で急斜し，南側へ向つて直立より次第に西70° 内外へ傾斜を変えている。鉱山より西方へ向つて徐々に走向は NE—SW に変化している。

(2) 岩石の二次変質

この中の多くが鉱床の生成と関係があり，探査にも若干の手懸りとなる。

イ) プレーナイトの生成

特に鉱床附近に限らず，普遍的に認められ，主として片麻岩，スカルン等の裂罅を充たして発達し，時に長石を全く置換えている場合も認められる。鉱床の生成と直接的な関係はない。

ロ）緑泥石の生成

必ずしも鉱床附近に限らないが，主として鉱床附近に著しく，黒雲母・長石・その他の有色鉱物等から変化して生じている。黒鉛鉱石中には黒雲母に伴つて未決定緑泥石様鉱物を認める。

ハ）炭酸塩鉱物の生成

方解石を主とする炭酸塩鉱物は鉱床から離れた地域でも認められるが，このときは大低プレーナイト脈等と相伴う。鉱床附近ではこの鉱物の生成は寧ろ普遍的で，長石・黒雲母・その他の原鉱物の一部又は大部を置換えて発達している。

ニ）絹雲母の生成

殆んど鉱床附近に限られ，長石中に微細な葉片として，或は黒雲母と並行連晶をなして産する。絹雲母を多量に生じた岩石は軟かく，一見してこれを見分ける事が出来る。黒鉛の鉱石は殆んど例外なく絹雲母化作用を蒙つている。

ホ）珪化作用

鉱床と殆んど常に相伴つて珪化された頁岩及び砂岩が発達している。珪化が甚しく，一見石英脈の外観を呈するものがあるが，鏡下でなおその中に原岩の名残を認めることができる。

ヘ）硫化物の鉱染

鉱床の附近では主として硫化鉄鉱が細かく母岩中に鉱染していることが多く，この事実は上記珪化岩石中には殆んど常に見られるが，又鉱石中にも認められることがある。鉱床から離れた部分についての硫化鉱物の分布はまだ明かでない。

これ等に依つて見ると，鉱床の近傍では炭酸塩化作用・絹雲母化作用・珪化作用・硫化鉄の鉱染等が特に顕著であることが判る。大切坑内のビリ鍾の大部分が石英方解石脈或は粘土（絹雲母）化岩石と相伴つていることは上記事実の縮図と見られ，黒鉛鉱床の生成との関連性を推定させる。

これ等の変質の時代は，アプライト・煌斑岩にも変質が及んでいるから，その後である。又，鉱石を鏡下で見るとその構造組織は“Pre-Crystalline dezormation”であるから，褶曲後行われたものである。ジュラ紀層との時代的関係は充分には明かでないが，ジュラ紀層は鉱床区域を被覆する部分でも殆んど変質していないから，今のところジュラ紀層堆積以前と見做し得る。

4. 鑛　　床

露頭探査・電気探鉱・坑内調査等の結果を綜合すると，今回詳しく調査した範囲では主なものとして東列と西列の南北に延びる二つの平行した鉱床帯又は鉱床群と，未だ輪廓の判然としない一群を更に東側に稍々離れて認めることができる（第3図参照）。

東列鉱床群は現在稼行中の本鍾及びこれに伴う上盤鍾を含む一群であつて，その北端は天一坑東方の倉庫附近でジュラ紀層下部に隠れ，南方は中切坑坑口南東方約40mの小原川北岸崖面の露頭に連なり，更に川を越えて約400 mの間不明となり，河面上約200 mの高所に於て自然電位のNegative aenterの連続として現われている。勿論厳密にはこの連続性は確認されておらず，殊に川の南北兩側間の連続性については不確実であるが，後述する地質的データーから，このように推定しても大きな誤りはないであろう。

西列鉱床群は天二坑一号鍾を含むもので，その上北方は天一坑坑口西側に接する小露頭に連り，南方は二坑西南方河岸の小露頭及びこれを含み南北に連るNegatiue Centerとして現われ，川を渡つて南岸の露頭とNegative Centerに至り，更に約500mに亙つて南へ延び，比高約250mの高所に至る迄断続しつつ連るNe. ative Certerの列として現われている。この一群は小原川附近に於ける露頭の状況から見ても，又天二坑一号鍾の形から見ても脈より寧ろポケット状鉱床の一群と見られるようである。

神通坑北東方高地山腹の露頭の一群及びNegative Centerの南北に連る一群は西列又は東列の何れかの北方延長部分を示すものと推定される。

前述したように，黒鉛鉱床は石墨雲母片岩中で特に石墨が富化した部分と解釈されるから，推定された西列及び東列の鉱床群はそれぞれその延長方向と傾斜が母岩のそれと略々一致せねばならぬ筈である。坑内及び地表調査の結果はこの假定を略々実證することができた。即ち，小原川北側に於ては鉱床の延長方向は略々南北で東へ概略80～60° の傾きを示し，川を横切る附近で直立に近く，南側の電探実施区域南端附近では走向略々南北，西へ70°～65° の傾きを示している。Negative Centerの配列の二線が南端で東方へ彎曲しているのは地形の影響により，鉱床群の露頭が彎曲していることにComparableであると解釈される。

東列鉱床及び西列鉱床を一帯として重ねて見るとその南北延長は約900mに達する。

（1）　東　列　鑛　床

イ）　本鍾，下盤鍾，その他

昭和21年当時から現在迄続いて稼行されている鉱床である。特に本鍾は主脈をなし，品位も高く膨縮は甚しいが比較的連続性に富む。幾つかの分枝脈及び平行脈を有し，その主なものが上盤鍾及び下盤鍾である。上盤鍾は稍々連続性を示し判然としているが，下盤鍾は幾多の小分枝網状脈或は小並行鍾の集合体と見做し得るものであ

る。これ等の鏈の一部を構成し，或は鏈の上下盤に伴つて所謂「ゴマ塩」と称する低品位鉱が断続しつゝ発達している。

現在知られている本鏈の延長は中切坑，天二坑に於て見らるるところ及び旧一番坑，旧二番坑等に於ける記録を綜合すると約 80m～100m，既知深度は中切坑と旧二番坑との間隔に相当する約 30m である。しかし，北方へ向つては更に伸長する可能性もあり，深度も上方は天一坑レベル附近迄，下方は大切坑（通洞坑）と中切坑との中間迄，合計約60m内外を推定する事は可能である。上盤鏈及び下盤鏈に就ても略々同様である。

大切坑レベル迄下部が続くかどうかは鉱床の規模と形状に関連して重要な事柄であつたが，大切坑掘鑿の結果は，脈の鉱況も悪く，母岩の変質等の状況から見ても，このレベル迄鉱況が優勢を保持しつつ連続すると推定するには現在知られている資料からだけでは，否定的である。しかし，大切坑レベルの探鉱坑道は僅かにまだ一本であるから，本鏈グループの下底の状況に対して決定的のことは言えない。

鉱床の落しは，本鏈南端の富鉱体について安齋技官の記錄(1)と今回の調査の結果とを綜合製図すると僅かに南落しの傾向が認められる。その他の部分に就ては探鉱不充分であつて明かでない。

鉱脈の幅は上盤鏈及び本鏈では最厚 4 m（本鏈中切坑坑口より約 60 m の採掘跡），普通 2～0.5m 以下である。下盤鏈は 0.2～0.5m 程度の薄い脈を主体とするが，中切坑，天二坑兩レベルに於てはこれを夾み最厚 4m 以上の「ゴマ塩」が発達している。

富鉱体は脈幅広く品位良好なる網状鉱を伴う塊鉱を主体とした部分であつて，その規模は水平延長 20m～15m，上下既知延長 30m，鏈幅最厚 4 m程度である。この様な富鉱体は今迄のところ本鏈及び本鏈南端近くの東側分岐脈（安齋技官記錄による）に於て認められる。

「ゴマ塩」は富鉱体に較べると稍々連続性に富み，相離れた富鉱体を囲んでそれ等相互の間を連ねていることが多い。

ロ） 中切坑東南方小原川河岸露頭

露頭の箇所は著しい Negative Center に一致する。石灰岩及びスカルンを母岩とする幅 60～70 cm 程度の規則正しい東へ傾斜している鉱脈である。品位はC＝30%前後と見込まれる。

(2) 西 列 鏈 床

イ） 天二坑一号鏈，その他

一号鏈は西列鉱床に於て今までに確認された顕著な富鉱体の一つである。延長約15m余，最大幅約 4m の二つの厚レンズ状鉱床から成り，その南端は一つに相合し，そこで東西方向の断層によつて西方へ尾を引き遂に切断されている。二年前優秀な高品位鉱を産し，天二坑レベル以上は殆んど採掘済みである。この鉱体は大切坑レベルでは極めて劣勢である。

小原川北岸露頭は石灰岩及びスカルンを母岩とするビリ鏈である。

又，同南岸 Negative Conter に相当する部分には土剝りの結果幅約 1 m足らずの直立に近い高品位鉱脈が現われた。しかしその北方延長は予想される位置即ち河岸の崖に現われていない。

南方電探地区 No. E182 地点の西北約 25m に崖崩れがあり，低品位ではあるが，黒鉛塊が洗い出され，土砂は広い範囲に亘つて黒く汚れている。

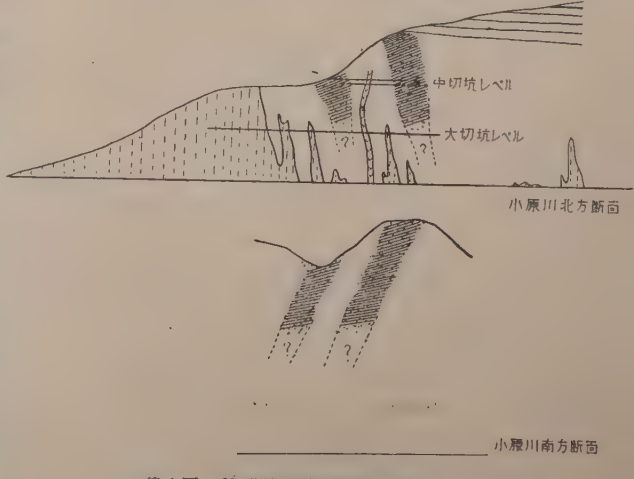
(3) 社宅東方山腹露頭

結晶質石灰岩中に粗鱗片状黒鉛を含むものが大小の転石として認められる。大部分は低品位であるが，時に C＝20%くらいのものもあり，又嘗つて高品位鉱の露頭があつたと言われる。

鉱床とアプライトとの関係

主として本鏈の下盤側，時に本鏈を夾んでアプライトの岩床が発達している。中切坑地並で最もよく発達し，幅約 5 ～ 8 m，天二坑及び大切坑では劣勢である。

鉱床との関係は中切坑に於て観察され，第 5 図の如き状況を示す。これから判ることは，明かに黒鉛がアプライトの大小の割目に沿つて網脈状に入り込んでいる部分



第 4 図 千野谷鏡山地質断面図(凡例第 3 図と同じ)

があるの一方，アプライトは明かに「ゴマ塩」型鉱石中に迸入していることである。

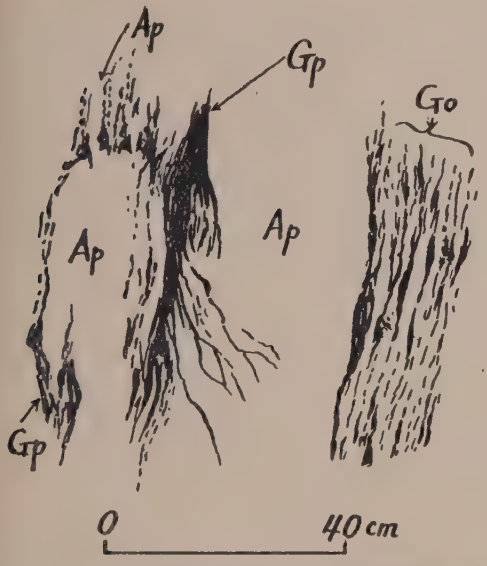
又アプライトは殆んど例外なく絹雲母化作用によつて

褪色し軟かくなつている。褪色の原因は黒雲母の絹雲母化に起因する。

このアプライトと黒鉛との相互関係は一見矛盾する二つの事実を含むかの如く見えるけれ共，アプライトの迸入に続く絹雲母化作用，これに伴う黒鉛の移動を考えることによつて説明は可能である。

(4) 鑛床と絹雲母化作用との関係

鉱床地帯では絹雲母化作用が全般的に顕著なことは前に述べたが，鉱床の殆んど総てが絹雲母粘土鞘を伴い，



第 5 図　中切坑内に於けるアプライトと黒鉛鉱脈との関係
AP：絹雲母化したアプライト
GP：絹雲母を多量に含む黒鉱脈
GO：ゴマ鹽鉱

鉱石及び浮選尾鉱中には必ず相当量の絹雲母を含むことから絹雲母化作用と鉱床の生成との密接な関連性を知ることができる。

(5) 鉱床と珪化作用との関係

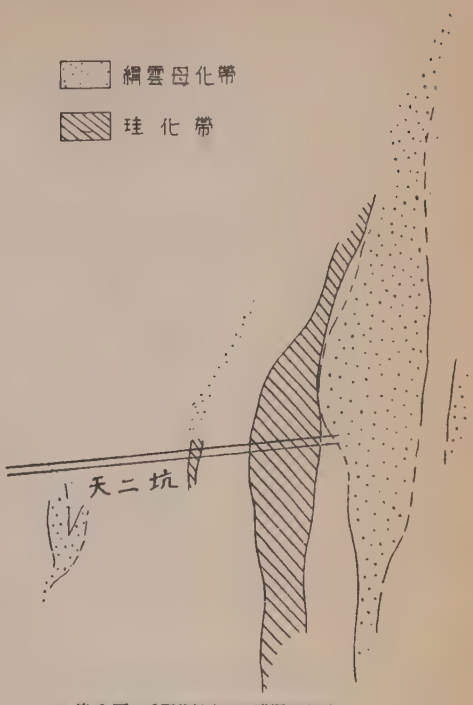
既に述べた通り本鞘に於て両者の関係は密接である。

(6) 鉱床と煌斑岩との関係

煌斑岩は片麻岩系岩石を鋭い境を以て截つている。しかし岩脈の縁辺部或は一部が屢々変質作用を蒙つて脱色しているので，その貫入の時代は絹雲母化作用等よりも前期であることは確かであり，従つて鉱床の生成に先んじていたものと思われる。

(7) 鉱脈群の形状

天二坑，中切坑，大切坑等に見られる鉱脈群の形状を平面図に現わすと第7図のようであつて，データーが



第 6 図　千野谷鑛山母岩變質概念図

第 7 図　千野谷鑛山鑛床平面略図

不足の為断言的ではないが一つの Sheared zone に見られる裂罅の System と解釈される特徴を示す。このことはこの黒鉛の鉱床，特に富鉱体が片麻岩系中の Sheared zone に生じたことを暗示する。

(8) 鑛床生成の順序

鉱床の成因と関係があり，解決の容易でない問題であるが，一応上記の事実から推定される鉱床生成の順序は次の通りである。

1° 花崗岩の迸入（層に迸入を含む）
　スカルンの生成，含黒鉛黒雲母片岩等の生成
2° 地殻変動に伴う Sheared zone の生成
3° アプライト，煌斑岩の貫入，
　引続き絹雲母化作用，珪化作用等を伴つて黒鉛富鉱体の生成

なお，鉱床の成因に関しては便宜上後に一寸触れることとする。

(9) 鑛床の深さ　（第3図，第8図参照）

天二坑，中切坑に於ては鉱床の発達とそれに伴う母岩の変質が顕著であるのに，その下部の大切坑レベルでは鉱床が認められない許りで無く，母岩の変質も極めて微弱である事実及び，南側区域の電探（SP）のnegative-center の密度が高所に於てのみ大である事等から推定して，決定的ではないが鉱床は深部では発達が良好でないかも知れぬと言う疑いがある。

(1) 外観 高品位鉱……黒色～濃灰色，金属光沢脂感に富む，時に片状指頭では容易に砕き得ないが，ハンマーで易く粉状となる。絹雲母に富むものは黒色粘土状。

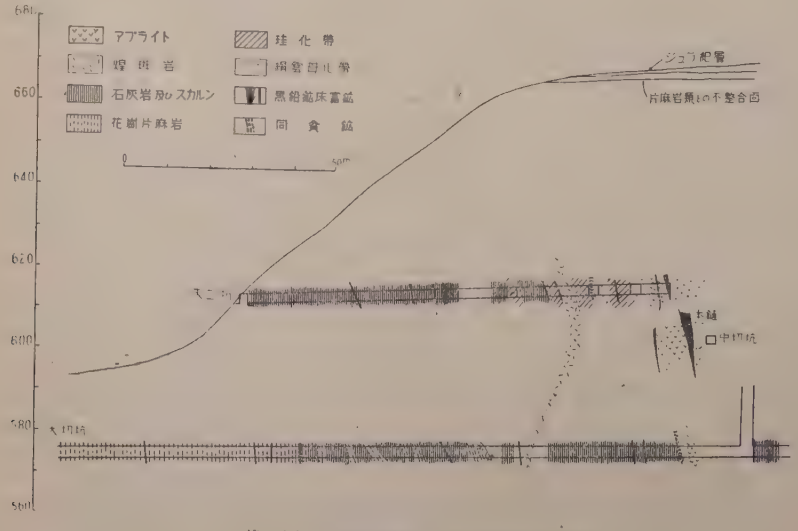
低品位鉱（「ゴマ塩」鉱）……迸入黒雲母片岩の黒雲母を，黒鉛で置換えた外観，これが一見ゴマ塩の感じを与える。高品位鉱よりも更に軟弱。

(2) 鉱物組織

石英（径0.1 mm～0.05 mm），絹雲母（長石の変質物として）（長さ 0.01 mm～0.005 mm），及び黒雲母と並行連晶して（長さ0.1mm±），炭酸塩鉱物（径0.05mm±），黒鉛（長さ 0.05～0.01mm），を主成分とし，時に黒雲母（長さ 0.1 mm 以下）緑泥石（長石又は黒雲母の変質物），少量の燐灰石，硫化鉄鉱物，ヂルコンを伴う。

選鉱元鉱

高品位鉱	黒鉛約	40～70%
低品位鉱	黒鉛約	5～20%
精　鉱	黒鉛約	70～80%
尾　鉱	黒鉛約	5%以下（普通1～3%）



第 8 図　千野谷鑛山断面一例（略々大切坑に並行）

5. 鑛石

鉱石は細粒鱗状黒鉛に属する。これに関する詳細は他の機会に記し，ここでは概略を述べる。

(3) 鉱石の構造組織

片岩状のものが多い。絹雲母の微晶は長石の假晶を示すことがあり，その稍々大きな結晶は黒雲母と屢々並行連晶を示す。黒鉛は単独に産する事もあるが屢々黒雲母

と交代した形状を呈する。他の鉱物は不規則に全体に互つて散在する。

（希望鉱量）とがある。

従つて推定鉱量及び予想鉱量は主に現在稼行中の中切，

試料名	水分	灰分	揮発分	固定炭素	比重	
富鉱 天二坑下盤上鉱	1.44	45.42	6.36	46.78	2.50	
富鉱 天二坑一号変断層先	1.51	49.36	5.99	43.14		*
富鉱 天二坑一号鎚上鉱	0.65	33.98	1.98	63.39	2.38	*
富鉱 天二坑一号鎚々先	1.51	49.36	5.99	43.14		
貧鉱 天二坑ゴマ塩（下）	2.44	89.90	4.01	3.65	2.51	*
貧鉱 天二坑ゴマ塩（上）	2.06	73.56	13.06	11.32	2.35	*
鉱石置場平均試料	2.62	54.65	3.74	38.99		
鉱石置場平均試料	2.68	53.63	3.84	40.80		

* 岩生（1950 年）採取 ｝ 地質調査所化学課分析及び測定
** 安斎（1946 年）採取 ｝

試料名	水分	灰分	揮発分	固定炭素
浮選精鉱 ***	0.77	24.41	2.78	72.04

試料名	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	K_2O	Na_2O	Ig. loss
浮選尾鉱 ***	44.14	1.04	24.98	5.23	2.41	1.86	15.22

*** 昭和25年6月鉱山で採取した試料

(4) 化学成分及び比重

上の表に示す通りである。

尾鉱の化学成分にK_2Oを2.41%含有することは鉱石中の絹雲母の存在を確認させるに充分である。

6. 品位

鉱石は品位の変化に富む上に，富鉱と「ゴマ塩」との割合が切羽の進行に伴つて著しく変化する為に平均の値は求め難いが，従来の実績並びに前記分析結果に徴すると，略々次の通りである。

富鉱質の高品位鉱　C＝40～50%（平均45%）
「ゴマ塩」鉱　C＝5～15%（平均10%）
出鉱平均　C＝20%

7. 鑛量

鉱量算定の基礎となるものは本鎚を中心とし現在稼行中の坑内に於ける鉱脈の状況，及び地質及び電探の結果から推定又は予想される東列並びに西列鉱床群の状況である。

坑内に於ては充分に systematic な探鉱がまだ行われていないし，坑井の数が少い為に厳密な意味の確定鉱量を算出することは出来ない。推定鉱量は各鎚押坑道に沿つて露出する鉱脈の状況から，その上下或いは間隔或いは上下兩坑道間に夾まれた部分に求め得る。広義の予想鉱量には鎚坑道の鎚先，或は推定鉱量算定部分の周辺部（予想鉱量）及び，鉱体は殆んど確認されていないが物探の結果に基いて地質的根據だけから予想し得る部分

天二坑内の本鎚・上盤鎚・一号鎚その他から計算され，希望鉱量は小原川北岸の東列西列の残余部分，それ等の北方延長及び小原川南側の電探区域に求められる。

計算は大切坑地並以上に限つた。（昭和25年6月現在）

この結果は厳密に計算し得る部分は余り多くないが，希望鉱量は原鉱10万tonの桁に達すると見られることが判つた。（数値省略）

可採率は現状ではまだ判然しない。

一般に飛騨片麻岩中の黒鉛鉱床群はポケット状の鉱体が断続又は散在するものからなる場合が多く，鉱体の分布密度が大なる場合には稼行に有利となり，小なる場合には不利となつている。

この鉱山に於ては富鉱体が比較的密集し，更にこれを囲み或はこれを連ねて低品位「ゴマ塩」鉛が発達していることは埋蔵鉱量・可採鉱量を共に著しく増加し，稼行條件を有利ならしめている。しかし，西列鉱床に於ても同様であるかどうかには疑問が多い。

8. 採掘

悉く坑道機械掘り（階段掘）により，採掘跡は充塡している。稼行の中心は中切坑及び天二坑である。調査当時，選鉱元鉱の貯鉱量が多かつた為に，主として次の箇所の採掘段取中であつた。天二坑下盤鎚？中央部切上り，中切坑上盤鎚中央より北半部，天二坑北向き鎚押し掘進。

採掘鉱石はトロッコにバラ積の上，選鉱場貯倉に搬出集積される。

9. 探　　鑛

終戦以後行われた探鉱及び調査の経過と成果は次の通りである。

昭和21年頃……中切坑，二坑，旧三番坑等による坑内鎚押探鉱，全般に亘る露頭探鉱，調査所安齋技官　坑内外鉱床概査

昭和{22年 / 23年}……中切坑延長，新たに天二坑を開き一号鎚に着鉱更に本鎚，上盤鎚，一号鎚等の下底部を探る可く大切坑を掘鑿，着鉱せず。

昭和23年……会社の申請により調査所加來技官，本鎚を中心とする区域に第一次電探，同岡野技官ハンドボーリングにより negative center に露頭発見，電探の効果を確認。

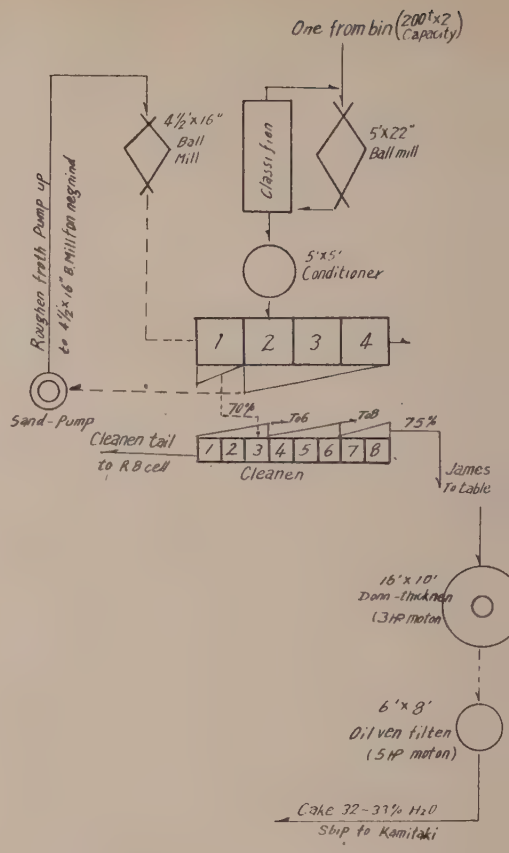
昭和24年……調査所加來技官同区域及びその北方を再度電気探鉱，鉱床の北方への延長を推定。

昭和25年……今回の調査（調査所加來技官の南側区域の電探により鉱床南方延長を推定，同岩生技官鉱床区域全般の総合地質鉱床調査）

なお，電気探鉱の結果に就ては加來技官の報告が行われる筈である。

10. 選　　鑛

調査当時，山元現場には 50 t day cnpacity（実働 35 t day）の浮選設備を運転中であつて，その系図は次の通である。



第 9 図

この設備による昭和25年前半の選鉱実績は余り良好でなく，（半ば試験中）次の通りであつたと言われ，調査当時，精鉱を再浮選してC＝72%（実収率80%）のものを得ていた。

粗鉱平均品位 C＝20 %
浮選精鉱品位 { C＝65～70%, H_2O＝32～33% }

浮選精鉱粒度…　−120mesh　80%±

実収率…75%

精鉱産出量—平均 7～8t/bay

鉱山側で行つた粒度試験によると浮選精鉱では −300 mesh が最も高品位であつて−100～150 mesh ではC＝65～70%を出ない。又浮選精鉱を鏡下で見ると，0.2～0.1 mm 程度のものでは絹雲母を始め石英，炭酸塩鉱物等との分離が充分でないものが多い。浮選実績の不良は一部この種粒度の粗きに失する為もあると考えられたので，鉱山では新たに rougher froth を再粉砕する為に 3′×12′ の tube mill を加えんとしている。

この結果次の目標に達することが期待されている。

浮選精鉱品位 { C＝72～75%, H_2O＝27～28% }

浮選精鉱粒度　−200mesh　80%±

実収率　　85%

但し前述した様に富鉱とゴマ塩との割合の変化によつて粗鉱品位が C＝15%くらいに低下する場合も考えられ，実収率を目標通りに保持するのは必ずしも容易ではあるまい。

11. 乾　　燥

上瀧駅より約 150m の地点に乾燥場がある。石炭火力，glatt pan，人力攪拌による簡単なものであつて，水分30%内外の精鉱を水分2～3%に乾燥し，紙袋詰として発送する。

12. 産　　額

鉱山側資料によれば出荷実績は次表の通りである。

	出荷 (t)	品位 (C%)	
1921年	477	30	殆んど大部分を粗鉱として出荷
1922年	920	40	
1923年	2,386	30	
1924年	4,702	25	C＝40%程度のもの 250t を以て出荷
1925年 1月	112	15	C＝60%程度のもの約 350 t出荷（浮選半ば試験中）
2月	249	16	
3月	721	17	
4月	850	18	
5月	260	20	C＝71%程度のもの約 68t 出荷

調査当時，1925年1月→5月迄の低品位精鉱（C＝60%）を再選鉱して，C＝72%（実収率80%）のもの168tを得ていた。

13. 鉱床の成因

探鉱方針の指針の資料としてこの鉱床の成因に就て若干の考察が必要である。

一般に黒鉛鉱床の黒鉛の起源*に就ては大別して次の様な考え方が行われている。(2),(3),(4),(5),(6),(7),(8),

(1) 水成岩（主として炭礬土質，時に石灰質）中の炭質物が岩漿水によつて酸化され，次で温度の降下に依つて分解してCを生ずる。この作用は勿論必ずしも岩漿水によらずともよい。

(2) 石灰岩の $CaCO_3$ が火成岩との接触作用によつて分解，CO_2 が放出され，上と同じ過程を辿つてCを生ずる。この際 Ca は Si と結付いて limesilicate を作る。

(3) 岩漿中に含有されていた CO_2 が同様の過程を辿つてCを生ずる。

諸外国で行われた種々の討論の結果を総合すると，(2)，(3)の考え方に就ては難色があるとされている。しかし，Ceylon を始め，Montona, Utah, 南濠，Abirondack 等世界著名の黒鉛産地に於ては，鉱床はペグマタイト～アプライト，石灰質岩石，礬土質岩石の三者と密接な関係にあり，その概略の産状は千野谷鉱山と非常によく似ている。そして炭素の起源が(1)，(2)，の何れに求められようとも，鉱床の生成に当つてペグマタイト～アプライト等の岩漿の作用による炭素の移動が行われたことは大体総ての研究者によつて支持されている。

千野谷鉱山に於ても

(1) 石灰質岩石を主としこれに炭礬土質岩石（含黒鉛黒雲母片岩等）等が密接に伴つている部分に富鉱体が発達していること。

(2) 石灰質岩石及び礬土質岩石の何れにも屢々黒鉛結晶が原岩の構造の名残を留めて含有されていること。

(3) アプライトがこれ等の岩石を貫いているところ，或は絹雲母化或は珪化作用等が行われているところでは明かに黒鉛が細脈状にアプライトそれ自身の中，又は母岩中に発達していること等から，鉱床の成因を次の様に解釈することが今のところ最も適当である。

即ち，『炭礬土質岩石及び石灰岩が密接に伴う区域にアプライトの貫入，これに続く絹雲母化作用及び珪化作用に伴つて母岩中の炭素の移動と晶出が行われて鉱床を生成した。

「ゴマ」塩型低品位鉱はその移動が極めて僅かしか行われず，殆んど原位置で晶出し，富鉱体の高品位鉱はその移動が顕著に行われ裂罅に沿つて濃集晶出したものである。裂罅の system は Ceylon の片麻岩中のそれのように数多の主要な平行方向とこれに斜交する分枝方向とから成つており，一つの sheared zone fracture system を示している。』

鉱床が何故，東列及び西列の二線の内に限られたかは，炭素の起源を炭礬土質岩石に限つて考えること及び sheared zone が石灰岩中に礬土質岩層のようなこれと物理的性質を異にする岩石を夾む部分に最もでき易かつたと解釈することによつて説明できる。

14. 結　論

1° 鉱床は結晶質石灰岩・石灰質結晶片岩中に僅かに黒雲片岩等を夾有する部分に生じた一種の sheared-zone に於ける数多の割目を充して胚胎したもので，調査範囲内では主として南北約 900m以上，東西約 80 mの間に2列の群をなして，胚胎したものである。

2° 地質鉱床調査の結果推定される鉱床の賦存状況と電気探鉱の結果推定される鉱床の賦存状況とは極めてよく一致する。

3° 坑道探鉱が進捗していないために推定鉱量は余り多くないが，電気探鉱と地質調査の結果とを総合すると 10万 ton の桁の鉱量を希望的に予想することが可能である。

4° しかし，この予想範囲から稼行し得るに充分な大きさと分布密度を有する鉱体を発見することは必ずしも容易でなく，ハンドボーリング又は機械ボーリング等によらず寧ろ試掘坑道による探鉱のみが有効であろう。（昭和25年6月調査）

* 決定的の結論を下すには炭素の Isotope C^{12} と C^{13} との比を見ることが非常に有効であろう。

文　献

(1) 安斎俊男：岐阜・富山兩県下土狀黒鉛鉱山，窯業原料第一集　昭22年

(2) 都城秋穂：地質学に於ける同位元素追跡標識，地質学雑誌 Vol. 54, 昭和 23.8月

(3) Winchell A. N. : A Theory for the Origin of Graphite as Exemplified in the Graphite Deposite near Dillon, Montana, Econ. Geol., Vol. IV, No. 3, 1911.

(4) Clark T. H. : The Origin of Graphite, Econ. Geol., Vol. XVI, No. 3, 1921.

(5) Tilley C. E. : The Graphite Rocks of Sleaford Bay, South Australia, Econ. Geol., Vol. XVI, 1921.

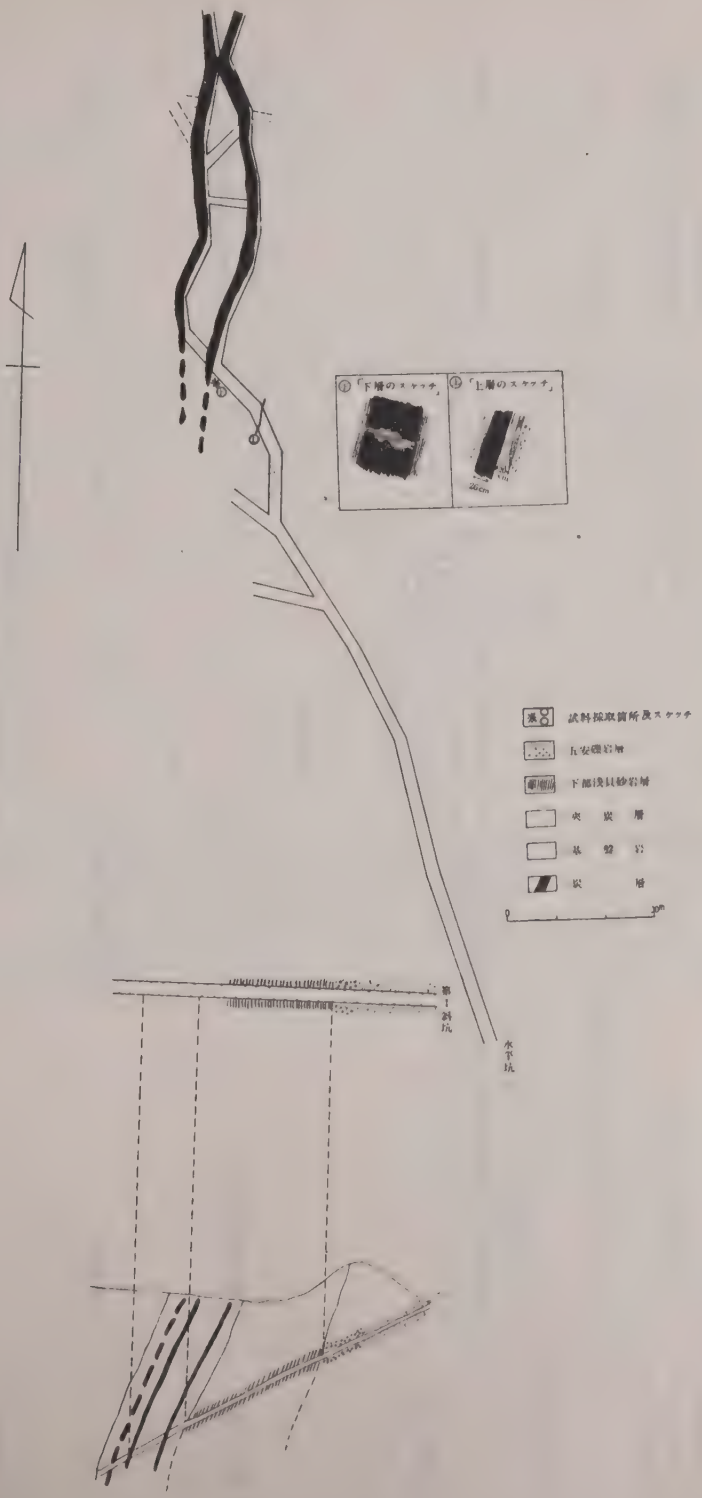
(6) Bastin E. S. : Origin of Certain Adirondack Graphite Deposits, Econ. Geol., Vol. V, No. 2, 1911.

(7) Bastin E. S. : The Geophite Deposite of Ceylon, etc., Econ. Geol., Vol. VII, No. 5, 1912.

(8) Fisher L. W. : Graphite in Pegmatite, Am. Min., Vol. 19, 1934.

層名	項目	柱状図	層厚 m	岩石	岩質	走向	傾斜	摘要
海成段丘堆積層			20	礫砂				
双葉富岡層			30+	微粒砂岩		N 30° E N S	S E 10 E 15°	
五安砂岩層	双葉断層 双葉褶曲帯		70〜80	暗灰色頁岩 帯緑青灰色砂岩	最上部に薄い礫岩層を挟む	N − S	50° E 45° W E 60° W 55° W 80°	地質図の「スケッチ」④を参照 双葉褶曲帯 褶曲帯は五安砂岩中にあつて東側にある2向斜、2背斜の軸は地表に於て認められるが西側向斜軸及背斜軸は何れも推定によるものでありこの6本の褶曲軸はこれより北へ上岡炭鉱まで約2Km余りN10°W方向に続いてゐると考へられ何れも五安砂岩中にのみ発達し東側は夫々双葉断層によりて切断されている。
五安礫岩層			50	礫岩 礫質砂岩 凝灰質頁岩 砂岩の互層	基底礫岩は径10〜50cm位の石英粗面岩の円礫を多く含む	N − S	90°	
下部浅貝砂岩層	五安礫岩層の不整合 下部浅貝層と夾炭層との関係		28	砂質頁岩 細粒砂岩	上半部は頁岩質なり	N − S N 10° W	70° W 80	地質図の「スケッチ」③を参照 地質図の「スケッチ」①②を参照
石城夾炭層	炭層		18	石炭 礫質砂岩	上層は15〜30cm下層群は2層あり	N 10° W	W 80°	炭柱図及坑内図参照
基盤岩類	基盤岩と夾炭層の不整合			緑色変成岩類		N 25 W	90°	地表に於てはその関係は明かならず不整合と推定して地質図には塗色す 0 50m

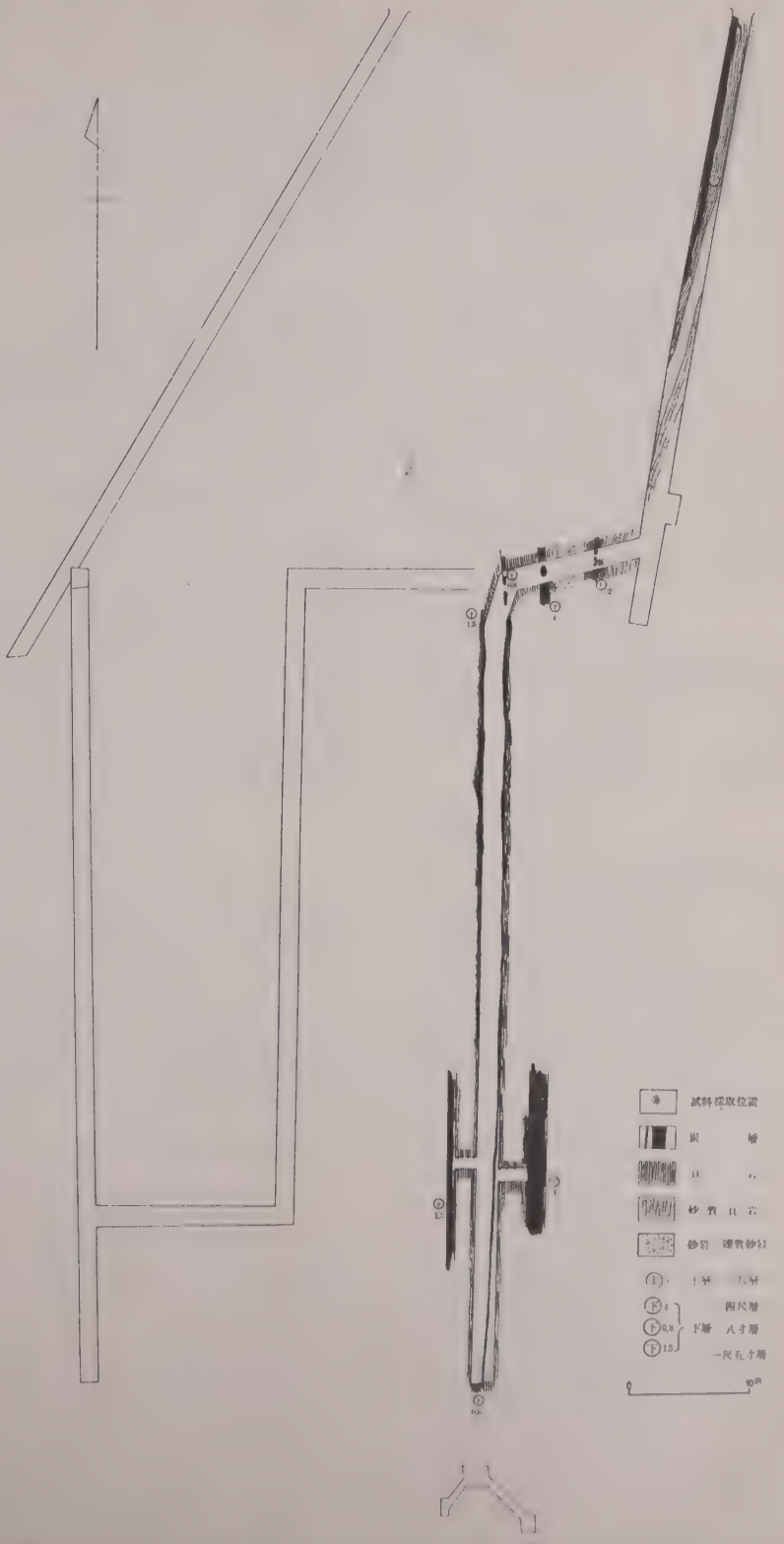
赤木新妻炭鉱坑内図


①「下層のスケッチ」
②「上層のスケッチ」
20cm
試料採取箇所及スケッチ
五安礫岩層
下部浅貝砂岩層
炭　質　層
基　盤　岩
炭　　層
第一斜坑
水平坑

層名	項目	柱状図	層厚 m	岩石	岩質	走向	傾斜	摘要
沖積層岩屑堆積層			2 +	礫 砂				
双葉富岡層			70 +	微粒砂岩	均一質で同化面に平行に剥理す	N 30° W N 40 W	NE 20° SW 45°	双葉断層に近接する附近に於てN 30° W方向の1背斜を示す
五安砂岩層	双葉断層 双葉褶曲帯に既いて		100 +	砂質頁岩 細粒砂岩		N 20° ～ 30 E	30° E 30° W 60° E 80° W	地質図の「スケッチ」⑤を参照 褶曲は五安砂岩中にあつて方向はN 20° ～ 30° E 2向斜と2背斜軸が推定される
五安礫岩層			35 ～ 50	凝灰質頁岩 砂岩の互層 礫岩	石炭を挟み10～70 cm位のもの2枚ある礫岩は3 m	N – S	W 60° ～ 80°	
上部浅貝砂岩層	五安礫岩と上部浅貝砂岩層との不整合		45	細粒砂岩	上半部は砂質頁岩	N – S	W 85°	地質図の「スケッチ」④を参照
下部浅貝砂岩層	上部浅貝層と下部浅貝層との関係		25	中粒砂岩	薄き頁岩を挟む	N – S	W 50° ～ 70°	地質図の「スケッチ」③を参照
石城夾炭層	下部浅貝層と夾炭層 炭層 基盤岩との不整合との関係		20	石炭 砂岩粘土	「上層」1枚 「下層群」3枚	N 20° E N – S	W 80° ～ 90°	地質図の「スケッチ」②を参照 炭柱図を参照 地質図の「スケッチ」①を参照
基盤岩類				緑色変成岩				

0 50m

上岡炭鉱坑内図



速　報　欄

553.94：550.8 (521.16)：622.1

常磐炭田双葉地区赤木新妻炭鉱及び上岡炭鉱の調査*

三　田　正　一**

Résumé

Geological Remarks of Akagi-niizuma Colliery and Kamioka Colliery in Futaba District, Joban Coalfield.

By

Masakazu Mita

This paper is a supplement to the REPORT No. 140 of the Geological Survey of Japan, written by the same author, who has recently researched the northern Jōban Coalfield. He treats of the geological situation and the characteristics of coal seams of the two collieries, together with coal reserves and mining circumstances.

1. 赤木新妻炭鑛

1) 採掘現況 (昭和22年2月現在)

炭鉱は富岡町の北．紅葉川の上流にある。採掘の中心である採登489号鉱区北半部の地層は．龍田炭鉱八文字坑地区より鉱区南半部を径て連続する。

鉱区西縁を北北西の方向に連続する基盤岩に接して，石城夾炭層・浅貝砂岩層・五安礫岩層の帯状分布と五安砂岩層との褶曲帯がはつきりとした地形上の相違を示しながら並んでいる。

現在の採掘現場の北方は広く段丘堆積物に蔽われて平坦地形を示している。

紅葉川の上流は，双葉富岡層の岩質的特徴によつて，極めて急な崖が多く，交通を阻害する事が甚だしい。五平沢・岩井戸等の鉱泉地が存在し，充分な作業広場を持つ事が出来ない。

現場の北方に連続する100mの海成段丘は紅葉川水準との高低差が僅少のため，従来の段丘の下方に向つて掘られた水平坑道は，採炭充分ならざる中に，地盤の崩落を起した例もある。

2) 鑛区内の地質

地層は龍田炭鉱龍沢八文字地区よりの連続部であるから，夾炭層は西側の基盤岩に不整合に接して，順次上部層が東へ分布する。

当区域では褶曲構造は比較的小規模となり，総ての褶曲軸は五安砂岩層中にあるが，その地層中には立石逆断層の存在は認める事が出来ない。

炭層及び各地層の傾斜は完全に西傾斜となり，夾炭層は50～70° W，五安礫岩層は70～85°Wを示し，五安砂岩中では並行した小褶曲構造を示しているが，そのうち東側は正常褶曲を示している。

以上は南方地区と比較して地層の可成り底部を示すものと推定され，炭層は地並下200mを最も浅い部分とすると考えられるが，これらの東側を劃する双葉逆断層によつてその延長を一応断たれ，該断層の東側の地層は落下している。

断層面は西へ70～80°と測定され，その落差は150～200mである。断層の走向は南方では西へ曲り立石断層と合しているが，本地区内では南北性である。

双葉断層の断層面は全地域を通じて，一般に20～30°であるから，本地域の急傾斜断層面のみは，寧ろ立石逆断層の推定断層面と一致する。又兩断層の接触点附近の地層の分布の喰違いは，立石逆断層の存在の可能性を推定させるから，交点の北方赤木沢附近まで兩断層が合一している可能性がある。しかし現在稼行地区より北方は殆んど全域が海成段丘堆積物に覆われ，地層の分布構造等は極めて不鮮明である。

この地区の地質については第12，13図を参照されたい。

採掘現場詰所北裏の木橋の下で基盤と夾炭層とが接しているが，直接の接触点は露出不良で明らかでない。又紅葉川の南側で基盤岩と夾炭層の接触部を示す露出はないが，夾炭層の最下部に上岡その他の地区と同様に帯青灰白色の含礫粘土があつて，その上位の地層の連続も認められるから，断層を想定する必要はないと考える。

夾炭層は20～30mの幅で南北方向に帯状に連なる。「中層」の発達は見られず，「上層」及び「下層」のみが全域に発達する。

* 本報は「地質調査所報告第140號」の補遺部分として，翻訳したものである。従つて図面その他は同報告書を参照せられ度い。

** 燃料部副部長

龍沢より赤木沢迄には上部浅貝層がみられない。この地区では夾炭層・五安礫岩層間の水平距離は僅か 20～30mであり，岩質はアルコーズ砂岩と，浅貝層に似た微粒砂岩との不規則互層であつて，紅葉川に沿う夾炭層より数mの間に貝化石を産する。

本層は下部浅貝砂岩層にあたり，上部浅貝層に該当する部分は認められない。この事実は本地区とその北方大木戸川原地区にのみ認められ，恐らく湯長谷層群堆積前に於ける浸蝕の結果によるものと考えられる。

3) 鉱区内の炭層

赤木地区の炭層は，下位より4尺層，2尺層，8寸層と云われる3層である。後2者の間には薄い炭層が介在する。各炭層の層準及びその対比は，第4，5図に示した。

夾炭層の厚さは僅か 19m に過ぎない。このように薄くなる傾向は八文字坑以北の特長である。この地区では「中層」は尖滅し，炭層は「上層」及び「下層」にのみである。

炭層の走向は南北であり，傾斜は全地区を通して，西傾斜で基盤の方向に傾いている。

紅葉川に沿う現場詰所と労務者住宅間の連続露出では，夾炭層は基盤岩とは不整合の関係に在ると推定される。

含礫粘土に始まり「下層」下位の分層（見掛け上の下盤は厚さ 30m の下頁岩層）迄 1.6m の間露出はないが，下位の分層より上位の分層下盤，30cm の厚さの頁岩層の間は 2.9m の帯青灰色細粒砂岩である。「下層」分層は 60～80cm の炭厚を有するが，暗灰色頁岩・含礫砂岩等 7m 上位に 20～30cm の「上層」炭がある。

第1表 赤木炭鉱炭層表

地区名 / 層名	赤木炭鉱 南沢	紅葉川及び水平坑迄	赤木神社裏貯蔵庫
「下層」4尺層	90cm (薄挟み2枚あり)	山丈 85～165cm	?
2尺層	40cm ?	60～80cm	40cm ?
「上層」8寸層	30～50cm	26cm 下盤に2及び5cm炭層2層あり	

「上層」の近くは一般に頁岩質となり，炭化物を含む事が多い。「上層」炭の上盤は 2～3m の含礫細粒砂岩で，更に下部浅貝砂岩層に移り顕著な貝化石帯がある。

「中層」は龍沢・八文字間で光滅し，この地区に発達していない。

五安礫岩層は礫岩中に相当炭化物，炭木を含み，礫岩中に存在する粗粒砂岩中に 1～2cm の薄い炭層，凝灰質頁岩層がある。

現在炭鉱側で稼行対象としているのは，「下層」中の「4尺層」及び「2尺層」の2炭層である。

過去に於て「下層」に対する地並上の採掘は行われたが，元來本地区は他と比べ炭層数や平均炭厚が少いから，今後の問題として「上層」炭も調査する要がある。

「2尺層」及び「4尺層」は南方に向つては漸次その間隔を縮め，龍沢に於ては合すると考えられる。

以上のことは2炭層の露頭より沿層で掘進した坑道が，同一点で合一する事．又1坑道の中に「2尺」及び「4尺」入つて來た等の事実による。

「4尺」炭の露頭は紅葉川南側炭鉱宿舎南東隅の西方 10mにある。層厚 70 cm，走向 N10°W，傾斜 72° W，上下盤砂質頁岩であるが，その南側の山裾の地層との間に分布上のズレがあつて，N 70° E，落差 10m 以下の横ズレ断層，南落正断層が推定されるが，炭量に影響はないと考えられる。

赤木神社裏貯蔵用水平坑内では，「下層」中の上位層が露出しているが，約 8mの坑道中では未だ炭層に当つていない。この地点と赤木現在稼行地点の中間の貯水池の附近に，下位層の露頭があつた由であるが，現在は埋没のため確かめる事は出來なかつた。本炭鉱に於ては第14図の如く採掘している。

採 489 号の北半即ち現稼行区域の紅葉川露頭附近には10余に上る旧坑が存在する。主に沿層水平坑及び浅部斜坑で過去の亂掘の跡を示している。これによれば「下層」の2分する炭層に就いて地並以上の可採残炭量は期待する事は出來ない。

紅葉川南側については 489 号の南半には南沢に沿い，探炭坑道の跡が2つ認められるが浅貝砂岩層を掘進したものと観察される。

過去の採掘は概ね水平坑道によつて地並以上を目的としたものである。斜坑によつて地並以下に達したものも2,3あるが，充分な採掘を行つていないから，全地区に亘つて地並以下は未稼行と称しても良い。

又紅葉川北方合地の陥没点が過去の稼行坑道の終点附近であるから，それより北方，鉱区境迄は稼行可能と見る事が出來る。

又上層（8寸層）は前述の如く殆んど採掘されていないから，今後浅部炭層について小規模な稼行を行い得るであろう。

試 9570号：9651号の地域は双葉逆断層の東方300乃至600 m を隔てる南北線の東側で富岡層東西性緩斜曲の下に水準面下400～500mに炭層の伏在する事を予想出來る。

4) 意　見

現在稼行区域の炭層の現在地表及び坑内に見られる如き西への逆傾斜は，深部に向うに従い再び垂直に近く

なり，地並下 300m を底として向斜の東傾斜に移るものと推定される。向斜の東方にある複背斜は，南部のものより圧縮され，立石逆断層は地表の褶曲構造に見出す事は出來ない。從つて地下の炭層は同ブロック内で再び地下浅部に昇つて來る。又双葉断層は，古い立石断層に沿うて発達した可能性があつて，断層面はこの地区では西方に 70° 乃至 80° の急傾斜を示すから，そのまゝで地下迄走ると考えれば，海水面下 150m（地並より 250m 下位）で夾炭層を切断し，東側では炭層は 100m 程度落下するものと推定される。要するにこの地区の褶曲構造下の炭層は稼行炭層数も少なく，炭量も比較的少ないが，採掘條件は大して不良でないと云える。

今後本格的な採掘には紅葉川の北側に於ける下盤沿い斜坑と，各水準に於ける切通坑道及び着炭後の沿層片盤坑道を準備する必要がある。

この炭鉱の炭層は地並下 500m 程度で東方に緩斜するから，將來これを確認する試錐と施行する必要がある。

2. 上岡炭鉱

1) 採掘現況

炭鉱所有の鉱区は調査区域北西を占め，基盤岩はその西に峻険な山稜を示す。

第三紀層は採 488 号鉱区では南方より引続き 300m 程度の幅で，阿隈高地と海岸段丘地帶との間に南北に細長く分布している。基盤岩の岩質が堅い事と，第三紀層の傾斜直立より西方へ急斜する事等から基盤岩及び夾炭層は急斜面を形成し，地並上の旧水平坑は丁度その脚部を穿つが如くになる。

試8416号鉱区では菊水断層の北方部に大木戸川原東衝上断層によつて，基盤岩は第三紀層の東側に繰りかえし露われる。この地区の大部は広く段丘堆積層によつて覆われ，石灰山・麓山のような基盤岩よりなる山頂に囲まれた東開きの小盆地を形成し，第三紀層の露出は富長川岸に僅かの範囲で露われているに過ぎない。

現在の稼行地点においては，富岡川の一支流（上岡炭鉱沢）の上流部の南東岸中腹に南向斜坑を設けその北方川岸に沿い，その反対方向に 40m の個所に捲上装置を備付けているが，川筋の利用性は極めて乏しく，捲上場東方 150m 迄軌道を延長して，上岡～赤木間道に貯炭場を置いている（上岡炭鉱内図参照）。

河岸の西側は切立つた岩壁を作り，また冲積原の発達は僅少であるので，地上設備の余裕は殆んど無い。

運搬道路は，現場附近では川沿いに作られている。採掘現場から富岡川を越える迄約 2 km 間は勾配が少いが，双葉富岡層の岩質のため降雪，雨時には甚だしく交通が阻害される。

2) 鉱区内の地質

上岡炭鉱所有地区では，採 488 号鉱区と試8416号鉱区との間に，炭焼沢に沿う菊水断層を境として，地質構造上著しい差異が認められる。しかし双葉断層の東側については採 488. 416 鉱区の東半部及びその東側にある試7914号鉱区の北半部は，試1404号鉱区，試8416号鉱区の東半部と共に，双葉富岡層に広く覆われ，「下層」の伏在状態は一様のものと推定される。現在の稼行地点を含む採 448 号鉱区は，南の赤木新妻炭鉱と接し，その層序・構造等も略々同一である。

層序上特記すべき事は，赤木新妻炭鉱に於いて発達していなかつた上部浅貝層が再び現われ，北方に連続している事である。これは恐らく赤木部落，即ち鉱区境界附近より再び発達するものと思われるが，段丘堆積物に覆われるために明らかでない。この地区の上部浅貝層は全厚 45m に達し，この上位 10m は砂質頁岩であつて，下位の細粒岩よりも稍々深い海成層である事を示す。產出貝化石群では兩地域の貝層間には何等のちがいを認める事が出來ない許りでなく，この地域の五安砂岩中の動物化石群も亦極めてよく似ている。大木戸川原東方には，夾炭層の上位地層逆転のため（見掛上，下位）に浅貝型貝化石群を產する微粒砂岩がある。これは露出不良のために詳細は明らかでないが，五安礫岩と接していて層厚より考え，恐らく上部淺貝層は欠けているものと想像される。詳細は上岡附近地質図に示してある。

石城夾炭層は赤木地区より連続し，南北に走り上岡炭鉱附近で N10° E の方向に分布し，延長約 1 km で，双葉断層により切断される。夾炭層の最大の幅は約 30m で赤木地区よりも少し厚くなる。傾斜角度は 70°～80° を通例とする。菊水断層の北方では夾炭層は再び南北の走向で基盤岩と近接し帶状の分布を示す。南方と同じく西へ傾斜する。調査地域の北境を越えて少くとも更に 2 km 北方の大川原迄夾炭層が分布する。而もこの地点では夾炭層の東に再び基盤岩の露出を挟んで夾炭層がくり返し露出する。

当地域の双葉断層の傾斜面は西へ 26° の如き緩傾斜を示すし，前述の如く八文字赤木間の立石・双葉断層の合一点附近の推定落差から考えて，立石逆断層は当地区迄延長しているとは考える必要が無い。立石逆断層は恐らく赤木新妻炭鉱稼行区域との境界附近で消えるものと推定されるから，当地区に於ては双葉断層の影響のみを考える。然し今後の試錐・深部採掘により地下深部の断層落差が明かになれば，再考される可能性もある。

菊水断層以北の大木戸川原地区では立石断層と略々同時代の生成と考えられる東側衝上の逆断層，つまり大木戸川原断層の存在が推定される。この断層の東側には複背斜の軸心となつた基盤岩が，下位より衝上して現在の

地表迄露われたものと解釈される。

この地区での大きな相違は横圧力の働いた方向の違いによつて西側基盤に対して衝上・衝下の現象が起つたので，この影響の相違は菊水断層によつて区劃されたものと考えられる。

双葉断層は上岡炭鉱合宿所の南東 30 m の川の彎曲点の両岸で断層層面を観察する事が出來る。断層面は 24° の低角度である。双葉褶曲構造の清太郎向斜の石城夾炭層とは，上岡地区においては地並下 450m，複背斜部の頂部では夾炭層は地表より 350m の深度内である事が推定される。これは褶曲構造の北方隆起性を示すものである。当地区以北ではこの傾向は益々強い。從つて向斜構造の下底部は少くとも地並下 250m 以内に來るであろう。然し大木戸川原断層はその性質上，向斜部への影響は無いが，断層の東側は西上方に衝上して益々淺くなる上に双葉断層の西向緩傾斜断層面に切られて，兩断層に挟まれる部分は炭量計算の余地がない。然し双葉断層の東側，双葉富岡層の堆積下では複背斜の主要部分が 150m 以内に伏在して漸次東方へ緩く傾斜すると予想される。

大川原北方に就ては，恐らく地下の構造として略々同様の関係が予想されるが，夾炭層がどこ迄続くかは更に北部の調査にまつべきである。

3) 鉱区内の炭層

上岡炭鉱地区に於ける炭層の数は五安礫岩層中に2～3層，石城夾炭層中に 5～6 層ある。これらの層準及び層間距離等は添付の炭層柱狀図によつて示してある。石城夾炭層は南方の赤木地区より連続するが，層厚 30m 程度で上岡現稼行区域においては礫質砂岩によつて「上層」及び「下層」に分れる。「下層」は 3 つの分層に分れて発達している場合が多い。又炭層の膨縮は他地区と同様可成り激しい。大木戸川原地区は露出極めて不良であるが，最南端の炭焼沢に沿う菊水旧坑では 2 つの炭層があらわれて，「上層」及び「下層」に相当するが，大木戸川原地区では 15cm に満たない薄層が 4 層数えられ，兩者の対比には困難である。

調査地域北方の大川原では暗灰色頁岩を上下盤とする 80cmの「上層」(内 20cm は頁岩の挟み) とその下位に砂質頁岩を上下盤とする 68 cm, 同様の上下盤60cmの炭層等が露われ，それぞれ「下層」の上下分層に相当する。

大木戸川原断層の東側には基盤の緑色変成岩が露われ，その東に西傾斜の厚さ数 m の灰色頁岩層があり，2 炭層を挟有している。これらのうち西側のは厚さ 50cm 程度で「下層」中の上位分層，東側のものは不規則発達であるが「上層」に相当するものと考えられる。断層の西側では東に傾くが，「下層」2 分層の下位に前記と同質の基盤岩が横たわる (上岡炭鉱附近地質図参照)。要するに，上岡地区では炭層は良く南方と連続して，炭層の狀態も比較的明かであるが，大木戸川原地区ではなお不明の点が多い。

五安礫岩層中の炭層は上岡炭鉱事務所附近の川崖・トラック道路切通し附近北方陣屋沢に露われる。

炭層の南方延長は上岡事務所前旧斜坑内では，白色凝灰質頁岩及び石英粗面岩質凝灰岩を挟みとした 4 層の薄層に分れている。炭層は最大 58cm で，山丈は 1mになるが，炭質が粗悪で稼行価値が少ない。稼行可能炭層群は「下層」及び「上層」である。稼行可能炭層は第 2 表のような狀態である。

第 2 表　上岡炭鉱附近炭厚表 (器位 cm)

層名	通　称	上岡後沢	坑　内	陣屋沢	炭焼沢	大木川戸原	大川原
下層	1尺6寸層*		20～ 50	40～ 50	10～70	15	60
下層	8 寸 層		30～ 40	15		炭気	
下層	4 尺 層*		60～150	40～100	20～40	15	68
上層	2 尺 層	30～50	40～ 70				60

*印　現在稼行層

上岡地区：「上層」(「2 尺層」) も現在は稼行されていないが，過去において地並以上については，4 尺層と同様相当量を採掘されていた。基盤からの間隔とその岩質は八文字以北の区域において共通である。上岡においては「下層」の総山丈は 9 m 層に達し．南方の赤木地区よりも層厚・炭層数を増しているが，北方に進むに從つて，再び減少する傾向がある。

上岡炭鉱—陣屋沢　間は水準上の掘さくが行われ，所謂 2 尺層，4 尺層の賦存狀態は割合に良く判つている。地表においても二，三の露頭が見受けられる。一般に「4 尺層」は地表部より下部に進むに從つて層厚を減じ，1 m 以下になると言われ，同時に灰白色凝灰質砂岩の夾みは少くなる。

「上層」(2尺層)「下炭層」の上方 7m に含礫砂岩を挟んで 30～50 cm の厚さで存在し，坑内では上盤は 40 cmの灰色頁岩より細砂岩に移化するが，陣屋沢では細粒砂岩，後沢では含礫砂岩である。下盤は赤木坑以南では頁岩をへて砂岩となつていないが，陳屋沢では直接砂岩に接する。本層は曾つて地並以上の部分を 4 尺層と共に部分的に採掘されていた。上岡炭鉱の南方においては上・下兩層間の距離が著しく縮められる場合もあるが，層厚は比較的安定しているから採掘の対象となる。

「上層」より下部淺貝層迄の距離は赤木坑附近では10 m 以上に達する。その間下より細粒及アルコーズ砂岩・

含礫質砂岩等となり，陣屋沢では「上層」の上位の粗粒砂岩は浅貝式微粒砂岩と不規則互層を示し，貝化石を有し下部浅貝砂岩層に同定される。従つて「上層」以上の部分は場所により厚さが変化する。

大木戸川原地区

「下層」菊水旧坑附近では暗灰色頁岩を上下盤とする厚さ20～40cmの炭層があるが，これは「下層」の最上位分層「4尺層」に当ると考える。

大木戸川原の富岡川支流及びその北方の富岡川岸はこの地区の重要な露出であつて，大木戸川原断層の西側では地層はN5°W乃至N10°E，傾斜西へ50～80°を示すが，炭層は大木戸川原では150cm以下の4薄層を認めるのみである。「下層」の分層と思われる二，三のものは，うすくて稼行出来ない。

調査区域の北方2kmの大川原附近（附図10スケツチ大川原参照）では，再び大木戸川原断層の西側で60cm以上の炭層が2層露出し，「下炭層」に属するものと考えられる。これは炭柱図に示してある。傾斜は東50～60°走向は南北で，更にこの炭層の上位には68cmの炭層がある。これは「下炭層」中の上位のものである。層間距離は約2m，主として細粒砂岩より成り，炭層の直接上下盤は頁岩である。この約12m東に再び基盤が現われ，この間に大木戸川原逆断層が推定される。基盤の45m東方（逆転のため見掛上の下位）に約50cmの炭層，更に4m東には炭丈60cmの炭層があり，無露出地帯を経て双葉富岡層と接する。

「上層」菊水坑附近で60～70cmの炭厚がある。大木戸川原の15cmの炭層は「上層」のものと考えるから，「下層」と共に本地区では少くとも露頭附近は良好な厚さを有するものは言えないが，大川原では40cm及び20cmの2炭層が20cmの頁岩を夾んでいるものが「上層」と認められる。

菊水坑より大川原迄は炭層として一応連続するものと考えられ，深部方向においても，炭層の膨大する可能性があるものと予想される。菊水坑内の地質を概略記すると，坑口より4～11m間で約50cmの炭層天盤の西半及び深け壁に「上層」が現われていて，上位に於ては東傾斜に見えるが下位では垂直となる。炭層の西側（見掛上，上盤，層位下位）は70～80cmの炭質頁岩を含む暗灰色頁岩の次に砂岩が来る。東側は30～40cmの頁岩の次に細粒砂岩が来る。

「上層」中の「4尺層」は竪入坑道口より8mで坑道南壁に露出する。走向N10°W，傾斜90°を示し層厚60cmである。見掛けの下盤には30cmの頁岩，1.8mの含礫砂岩が来る。見掛上の上盤は暗灰色頁岩である。切通は「8寸層」を切つてから南折して「1尺6尺層」の間を兩壁に炭層を見ながら掘進して，水平運搬坑道となる。「8寸層」はN10°W，傾斜90°で坑道坑壁に連続露出するが，引立14cm手前から方向は南北性となる。引立では厚さ42cmを示し，珪化木を上盤際に挟み，又下盤は20～30cmの砂質頁岩を経て頁岩となる。「1尺6寸層」は曲点より約20m間は深壁に5～40cm程度膨縮しながら露出するが，以南は深側に隠れる。現在の水平坑道は地並以下18m旧坑沿層坑道（上位片盤）は地並の水準にあり，これに下部より貫通して，更に竪坑によつて地表に通じ風洞の役目をしている。

現在は水平坑道の引立の手前16m位より東西兩側に昇坑道を掘さくしそれぞれ「4尺層」，「1尺6寸層」に着炭して，各10m程度の片盤をつくつているが，未だ本格的の採炭に達していない。

第3表　上岡炭鉱

炭層名	推定炭量	予想炭量	計
上層	9.44万t	91.87万t	
	54.93 〃	172.47 〃	328.72万t

第4表　上岡炭鉱炭質

層名	炭鉱側称呼	試料採取個所	色	塊粉率
下層	1尺6寸層	坑内	黒色	粉
〃	8寸層	〃	〃	〃
〃	4尺層	〃	〃	7:3
〃	〃	炭鉱附近露頭	黒褐色	粉
上層	2尺層	坑内	黒色	4:6

4）稼行状況（上岡炭鉱）

稼行炭層　下層　{「1尺6寸層」 {「4尺層」

上層　「2尺層」

第5表　磅当り生産費

炭鉱名＼日時	昭和21年上半期平均	昭和21年10月	11月	12月	昭和22年1月	2月
龍田						
赤木新妻	396円44銭	487, 38	472, 82	619, 92	欠	940, 94
上岡	343, 32	425, 60	273, 92	579, 24	415, 28	680, 78

給　　料　（月額）　　昭和22年2月末 当時）

炭鉱名	現場係員	事務所員	その他	平　均	採炭夫	その他坑内夫	坑外夫	平　均
	円	円	円	円	円	円	円	円
龍田	800.00	440.00	114.12	447.58	1614.37	580.50	291.22	548.45
赤木新妻	769.00	340.00		462.57	551.90	234.79	343.91	266.66
上岡								

5）意　見

本炭鉱所属区域は双葉褶曲帯の北部と双葉断層寄りの双葉富岡層分布区域で広大な面積を有する。褶曲帯北部は又菊水断層によつて南北両部分に分けられ，その南半部が現在の稼行区域であり，赤木新妻炭鉱稼行区域と連続して，その地質構造は同一である。双葉断層の傾斜角は平均24°であるから，地下炭層への影響は比較的浅部に於てあらわれる。従つて，鉱区の東部双葉断層下盤ブロックの採掘を準備する必要がある。

菊水以北は立石逆断層と同時代の東傾斜，東側翼上の逆断層によつてその東側の炭層は地表近く迄上昇しているが，又再び双葉断層によつて落下している。このよう集に菊水以北の構造は複雑であり充分な炭量を予想する事が出来ないから更に精査探鉱を行う必要がある。双葉富岡層分布範囲内の東側鉱区は比較的浅部炭層の賦存することを予想出来る。

上向階段採掘法によつて稼行しようとする赤木坑の掘さくは，既に地並以下 18 m に達している。同坑内には「上層」より「下層」迄現われているが，炭層の直立粉炭化等の影響によつて，同一レベルでの同時採掘は坑道の荒廃を招く恐れがある。又現在の斜坑に対する捲上場位置も炭量の増加に伴う坑外処理には不充分である。

（昭和22年2月調査）

553.32：550.8 (521.53)：622.1

岐阜縣奥村鉱山マンガン鉱床調査報告

宮　本　弘　道*

Résumé

Manganese Ore Deposits at Okumura, Gifu Prefecture.

By

Hiromichi Miyamoto

The manganese ore deposits at Okumura Mine occure in chert and quartzite and consist of small ore bodies arranged in echelon form. The ores consist of rhodochrosite and manganosite.

要　旨

昭和25年3月20日より9日間，岐阜県本巣郡綱代村奥村鉱山のマンガン鉱床を調査した。本鉱山はカケガ洞のマンガン鉱床を稼行している。この外に岩洞にも小規模のマンガン鉱床がある。何れも古生代のチャート・珪岩を母岩とする熱水性の交代鉱床である。カケガ洞の鉱床は雁行状に配列する割目を中心として発達した小鉱体の合よりなる一條の鉱帯である。露頭部より約 100m 下部の八号坑水準から下部を稼行して，同坑の延押延長は約 125m である。主要マンガン鉱物は菱マンガン鉱である。鉱化状況優勢であるのは八号坑の下部 6m 坑水準にして，今後の探鉱開発は八号坑水準以低に向けらるべきである。

* 鉱床部

1. 鑛　区

鉱区登録番号　岐阜県採掘 169

鉱　　種　マンガン

鉱業権者　岐阜県本巣郡綱代村雛倉

日本鉱産物株式会社 代表 栗 原 薫

2. 位置及び交通

現場の位置

岐阜県本巣郡綱代村奥字カケガ洞

（岐阜駅の北々東 13km の位置にある）

現場に至る径路

櫻尾方面行

東海道線岐阜駅 —バス 11km→ 西郷村犬塚 徒歩 5 km→現場

現場よりの運搬径路

現場 —トラック 16 km→岐阜駅

3. 沿　革

大正4年カケガ洞の鉱床が発見され，大正5年末に大垣市の日下部庄吉氏により開発され，第一次世界戦争当時月産300tを出鉱した。その時品位の良い部分を抜き掘りしたが，鉱価暴落のため休止することになつた。これを荒井辰雄氏が買収して，大正12年頃再開したが，排水難のため一時休山して，昭和18年3月までに残鉱を掘りつくしたのを，同年10月現鉱業権者が受継いで，旧坑の取明け，八号坑の開さく，東部及び西部に於ける各50m内外の探鉱等を行つて現在に及んでいる。

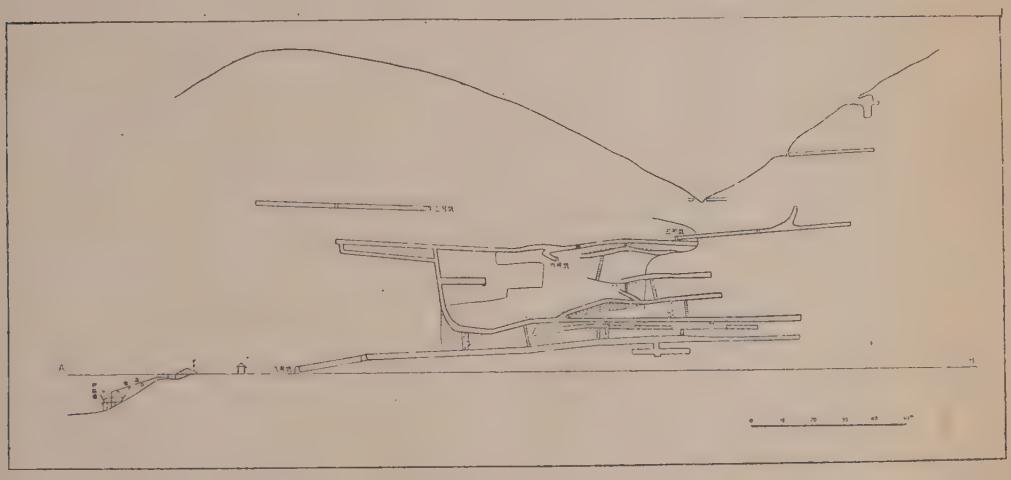
4. 地　形

本地域は南流して木曾川に合する糸貫川の流域にあつて，糸貫川根尾谷より出で，濃美平野に入る所の北東の丘陵地を占めている。四近は海抜高度400m以下の南北に走る丘陵とその間に介在する底平らな谷よりなる。域内に於ては珪質の岩石よりなる急崖・山陵の外，地形上の急峻は殆んど見受けられぬ。

5. 地　質

本地域の地質は古生代のチヤート・珪岩・硬砂岩が主体で粘板岩・輝緑凝灰岩等の薄層に挟まれている。硬砂岩は暗緑色，粘板岩は黒色で片理の発達したものが多い。チヤートはその珪質度に於ていろいろな段階があり，著しい褶曲がない。珪岩はマンガン鉱床の母岩をなす事が多い。暗紫色の輝緑凝灰岩の落層が南方のエノキ谷に於てのみ見受けられる。

古生層の走向は概してN 60°～70° Wで急斜するが，



岐阜縣奥村鑛山斷面図（A—B）

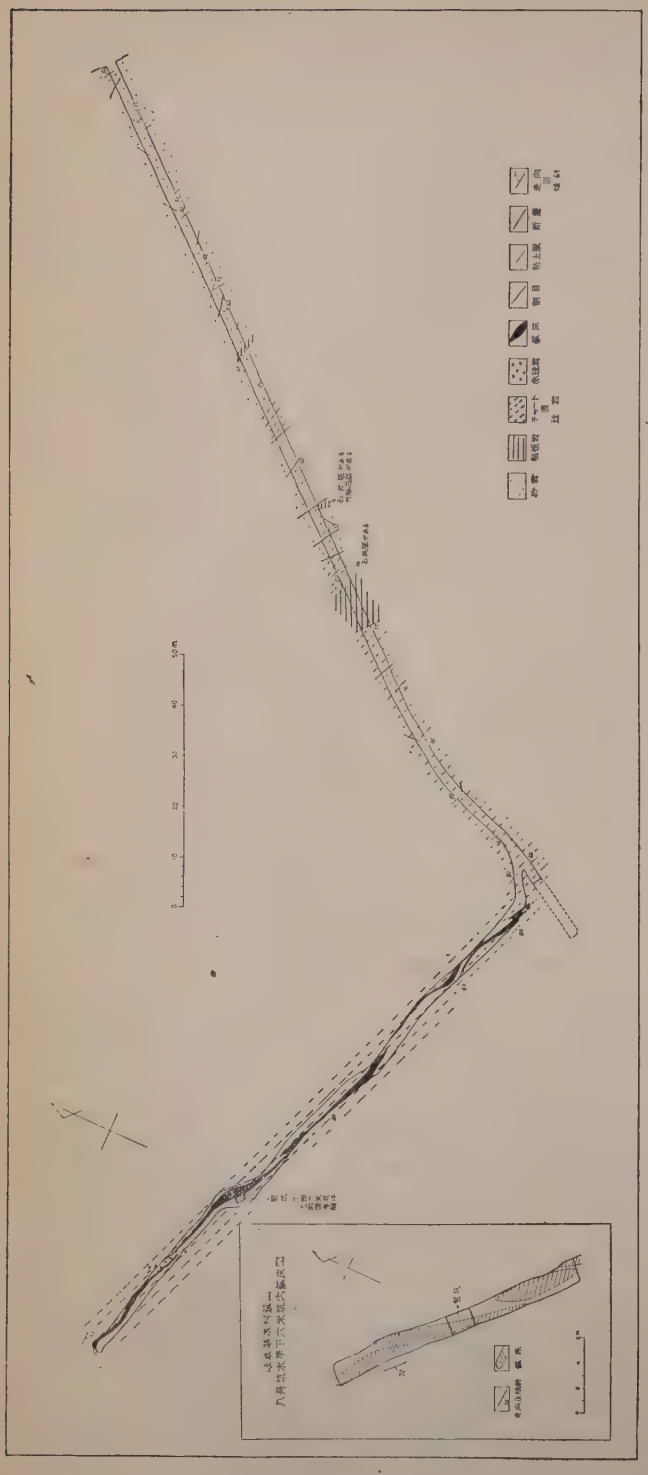
カケガ洞では南に，岩洞で北に傾いている。域内の断層は層理面に平行又はそれに近いものが多い。その断層面に沿うて石英又は方解石の細脈が網状脈をなしていることがある。他方古生層の層理面に殆んど平行な又は垂直な割目が比較的多く見受けられる。その延長は10m以下と推定され，時には粘土質物質で充塡されて粘土脈となつていることがある。この割目が雁行状に並んで一つの帯をなした所に出来たのが本鉱山のカケガ洞のマンガン鉱床である。

6. 鉱　床

本鉱山の鉱床は熱水溶液によつて交代されたマンガン鉱床で，主なものはカケガ洞及び岩洞の2カ所に賦存している。何れもその母岩はチヤート・珪岩であつて，赤珪岩を中石として夾むことがある。母岩は珪化作用・粘土化作用を受け，一部絹泥石化作用が見受けられる。八号坑内では蛋白石化を受けたチヤートが下盤近くに見受けられる。鋭尖は何れも石英が多くなつたり，粘土脈に変つたり，割目によつて切られたりなどして消滅している。

（イ） カケガ洞の鉱床

本鉱床は稼行中のもので N70°W に延び，南に70°傾くが，鉱床上部では極めて緩傾斜となり，水平に近い部分がある。富鉱部の落しは鉱床の傾斜に対して西に50°位である。この鉱床は雁行状に配列されている小鉱体の集合よりなる一鉱帯とも考えらるべきもので，その小鉱体の規模は延長5m乃至10数m，幅数cmより1.8m，傾斜延長5～10mで，N40°W～N70° Eの方向に延び，殆んど垂直で南落ちである。採掘跡より観察するときは，一連の鉱脈状をなす本鉱床も，詳細にこれを調べるときは各小鉱体が受けた鉱化作用に応じて，隣接している小鉱体が連続したり，その間に粘土質物質又は変質を受けた母岩・赤珪岩等を夾んだり，或は鉱化作用が微弱のため



岐阜縣奥村鑛山八號坑內地質鑛床圖

に変質した母岩中に割目を残したままであつたりする事がある。

この鉱床の露頭部の延長は約300mに及んでいる。傾斜の方向に露頭より約100mの上部まで，即ち八号坑水準まで採掘済の状態となつている。目下稼行中の部分は八号坑水準及びその下部であつて，鉱幅は平均0.6m程である。八号坑水準で125m，その下部6mの坑道内では約20m鉱押に掘進されている。八号坑の東端部では鉱化作用極めて微弱で，弱いマンガン焼けが見られるに過ぎない。西引立では鉱化作用衰退し始めた状況にあつて，マンガン鉱石で交代されない割目が現われ始めて来ているが，交代されたものは良質の鉱石よりなる。その下部6m坑内では東西兩引立及びその底は何れも鉱化状態優勢で鉱幅も1.5～2mを維持している。

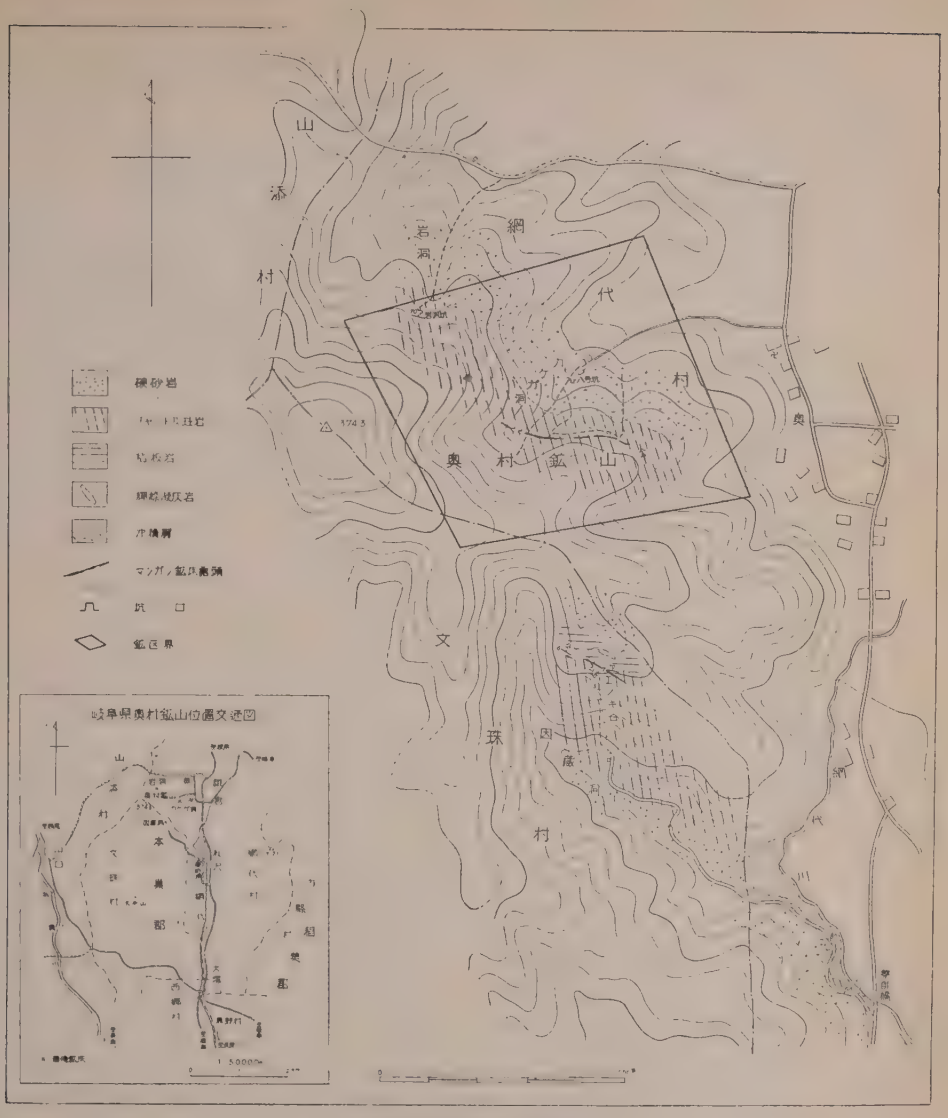
八号坑以高の各坑道の東西兩引立は何れも粘土脈になつているか，変質を受けた母岩が弱いマンガン焼けを示しているか，バラ輝石が多くなるか，バラ輝石と石英とのまじりよりなるか等であつて，何れも鉱況が劣勢である。

（ロ） 岩洞の鉱床

本鉱床はカケガ洞の鉱床の西端より約200m西方に位置して，母岩はチヤートで，N80°Wの方向に延びて，南に70°傾斜して，鉱押に約3m採鉱されて，引立に於てN40°Wの方向に走り，北に40°傾く割目によつて切られている。その鉱幅は0.5m位で，附近10数mの範囲内に於いて珪化作用を受けたチヤート中に僅かに酸化鉱が浸込んでいるのが見受けられる。

7. 鉱石及び品位

カケガ洞の鉱石は菱マンガン鉱が主で，バラ輝石・ペンウイス石・絲マンガン鉱が僅かに見受けられる。脈石としては石英が主でその他方解石の細脈・黄鉄鉱の小晶等がある。



岐阜縣奥村鑛山附近地質鑛床図

菱マンガン鉱が主体であるために，上鉱で Mn45% 以上になる事は稀で，最高品位の鉱石はMn42～3%がとまりである。酸化鉱があれば MnO_2 分を比較的多く含有する事になり，$MnO_2$70% 以上を含む鉱石のある事は珍らしくないわけである。露頭部附近にはかかる鉱石の残りが僅かに見受けられる。併し目下の稼行の対象は炭酸マンガン鉱のみある。岩洞の鉱石は酸化鉱のみで，軟マンガン鉱・硬マンガン鉱等が観察されるが，Mn 分の含有度が低くて採掘に値しない。

別表に本鉱山の鉱石に関する分析値が示されている。

8. 現　況

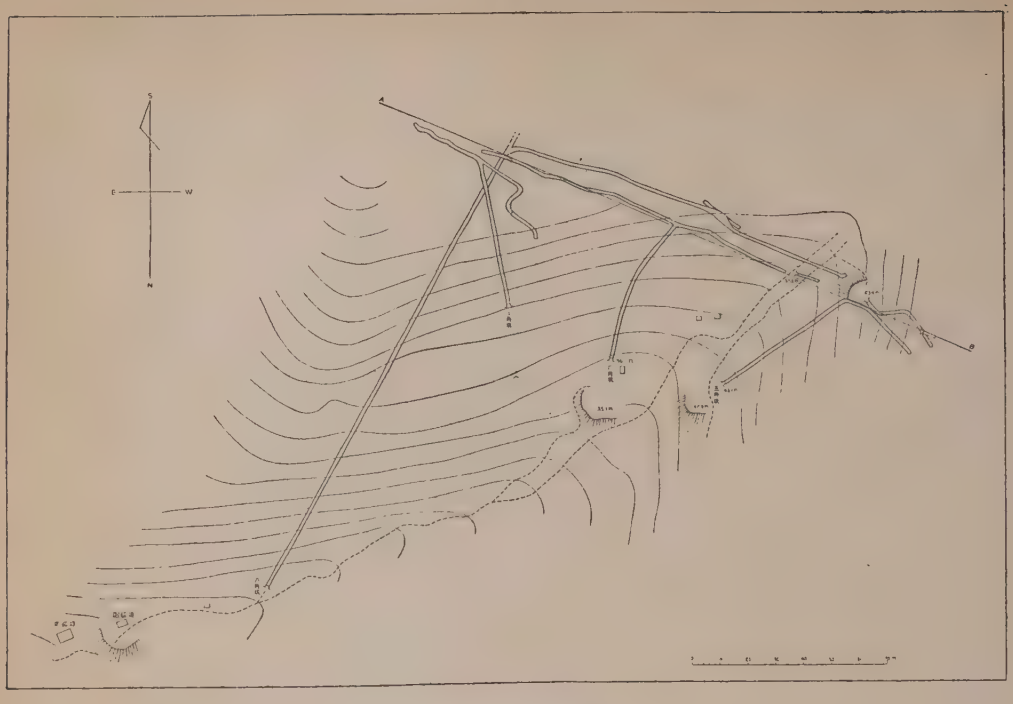
調査当時の本鉱山の現況は下に示される。

（イ）稼行鉱床数…1　　稼行坑道数…1
切羽の数…3
手掘　上向階段掘

（ロ）選　鉱（手選）
採掘
一等鉱→三分目篩→水洗 → 篩上一等精鉱
　　→篩下二等精鉱
二等鉱→三分目篩→水洗 → 篩上二等精鉱
　　→篩下廃石

一等精鉱　Mn40%以上　$SiO_2$7～8%
二等精鉱　Mn35～6%　$SiO_2$32%まで

（ハ）特別設備
排水ポンプ　$7\frac{1}{2}$HP　1台，　$1\frac{1}{2}$HP　1台



岐阜縣奥村鑛山坑內外連絡図

捲揚機（1 t まき）日立ホイスト 2 HP

簡易索道　延長 11m

（ニ）労 務 者　　坑内夫 10　選鉱婦 2

（ホ）月産…75 t

10. 結　論

カケガ洞の鉱床に関しては，八号坑以高の部分の東西兩引立の狀況より考えて，兩延長に対しては殆んど期待をかける事が出來ない。八号坑水準の西延長に対しては或程度の期待をおく事が出來るから，鉱量増加を計るためにその鑿押探鉱を行うべきである。八号坑下部 6m の坑內では東西兩引立及び底部に対しては鉱化狀況優勢であるから，積極的にその鑿押探鉱を試みるべきである。八号坑より下部に鑿入を開さくすることは地形上不能に近いから，下部開発は竪坑に依存しなければならず。排水に相当困難するであろう。岩洞の鉱床は一応鑿尖が切られ鑿幅も狭いから，少しも期待をもつことは出來ぬ。

（昭和25年 3 月調査）

553.67：550.8 (523)：622.1

四國地方のドロマイト鉱床調査概報

肥　田　　昇*

Résumé

Dolomite Deposits in Shikoku.

by

Noboru Hida

Dolomite deposits are found on the two geological zone in Shikoku; the one is of Upper Paleaozoic formation and the other is of Akigawa-Series (Upper Jurassic formation), but main deposits are located in the former. The deposits are generally a small-

* 鑛床部

er scale, but grade is comparatively good.

There are several dolomite mines in Shikoku, three of which the writer has inspected, namely, Yoshu Mine (Ehime Pref.), Agekura Mine (Kōchi Pref.) and Tochi Mine (Kōchi Pref.)

The ore reserves of these mines are estimated as follows:

Yoshu Mine ……
……MgO　18% (SiO_2 considerable content)
1.8×10^5t (for fire brick material)

Agekura Mine ……
……MgO　18% (good grade)
2.1×10^5 (for glass material)

Tochi Mine ……
……MgO　15% (SiO_2 considerable content)
1.0×10^5 (for fire brick material)

1. 緒　言

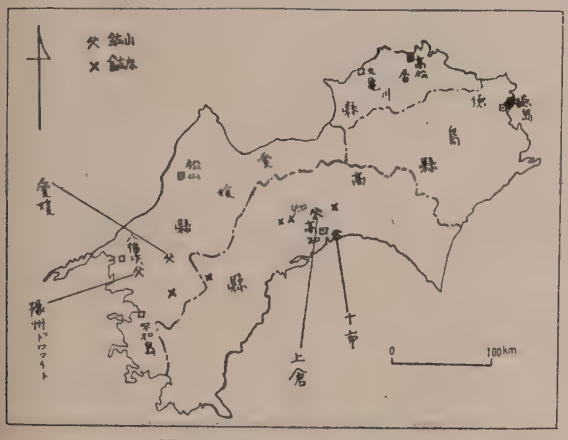
筆者は昭和25年3月約10日間に亘つて，四国地方のドロマイト鉱床についてその概況を調査した。その主な目的は全国のドロマイト鉱床調査の一部として未調査の二，三のドロマイト鉱山について鉱床を中心とした地質・鉱床の規模と品質その他に関する概要を調べ，本邦の他のドロマイト鉱床との比較検討を行う基礎的な資料を蒐集することであつた。

詳細な報告は後日行うこととして，こゝにその概況を報告する。鉱床として既に知られたものは数カ所に及んでいるが，調査を行つたものは次の3鉱山である。

愛媛県　豫州ドロマイト鉱業所
高知県　上倉鉱山
高知県　十市鉱山

2. 位置及び交通（第1図参照）

表示すれば次の様である。



第1図　四国地方ドロマイト鉱山分布図

鉱山名	位置	交通
豫州ドロマイト鉱業所	愛媛県西宇和郡双岩村八野畑	予讃線八幡浜駅から南東約 8.5km， 現場 簡易索道 500m — 貯鉱場 — トラック 5.5km — 双岩駅 貯鉱場 — トラック 9km — 八幡浜港
上倉鉱山（あげくら）	高知県長岡郡上倉村上倉	土讃線土佐山田駅から西方約 8.2 km. 現場 簡易索道 1.2km — 貯鉱場（奈路） — トラック 7km — 土佐山田駅
十市鉱山（とおち）	高知県長岡郡十市村阿戸（あど）	高知市南東方約 8 km，高知駅よりバスで十市村仁井田下車東方約 3.5 km， 現場 馬車（或はトラック） 6 km — 東孕（積出場）

3. 地質及び鉱床

鉱床を胚胎する地質は古生層を主とし，一部は安芸川層（上部ジュラ）を代表する地層である。各鉱山附近の構造も東西性の走向を有して，四国地方の地質構造の方向と一致している。

古生層中に胚胎するものは豫州ドロマイト鉱業所・愛媛鉱山・上倉鉱山等の鉱床であるが，鉱山によつてそれぞれ胚胎する岩層を異にしている。安芸川層のものは頁岩・砂岩の互層中に含まれる石灰岩に胚胎している。

四国地方のドロマイト鉱床は大別して二つの東西帯上

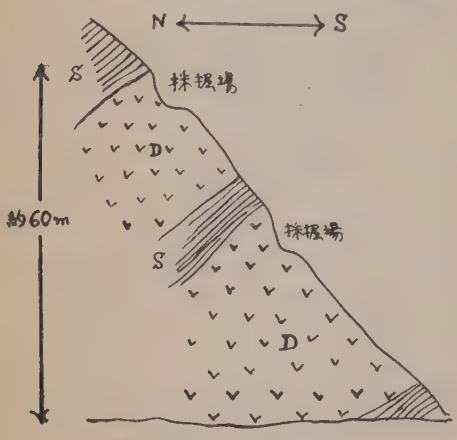
に賦存している。即ち豫州ドロマイト鉱業所と上倉鉱山を結ぶ帶とこれに平行する十市鉱山の帶がこれである。この内前者に主要ドロマイト鉱床が賦存しており，後者は寧ろ石灰石の主要な生産地となつているものが多い。

四国地方のドロマイト鉱床は九州地方のものと比較すると産狀の上で大略次の事がいえる。即ち九州地方のものが一般に輝綠凝灰岩乃至頁岩等に含まれる比較的大規模な石灰岩中に胚胎し，且つ鉱床の形態は石灰岩の延長方向に延びたレンズ狀を示しているに反して，当地方のものは小規模な石灰岩或は珪岩乃至石英片岩中に塊狀・不規則網狀或は層狀に発達している。

次に各鉱山の地質及び鉱床について略述する。

(A) 豫州ドロマイト鉱業所（第2,3図参照）

第2図 豫州ドロマイト鑛業所鑛床賦存狀態概念図



第3図 鑛石中の珪石及び石英脈

鉱床附近には 400～500m 位の比較的急峻な結晶片岩蛇紋岩及び角閃岩等よりなる山が多く鉱床は標高 470m 内外の地点を占めている。鉱床を胚胎する地層は石英片岩或は珪岩が大部分で，東西の走向，北傾斜の傾向を示し，局部的にもめている。鉱床内では珪岩の一般層理は明瞭を欠くが，一部に夾有されているものの走向は E—W，傾斜 N である。

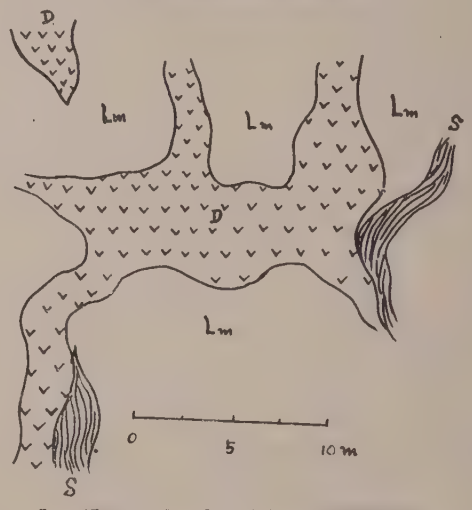
この地区のドロマイト鉱床は他に見られる様な石灰岩地帶中に発達するものと趣を異にし，珪岩中に不規則塊狀，或は層狀に発達している。鉱体は概ね上下に長く，東西方向に短く，珪岩との境は不明瞭である。

鉱床は東西の長さ約 50m，見かけの厚さ 70～80m であるが，周辺の露出が不充分で正確な規模は明かでない。

鉱床中には石英片岩・珪岩等の夾みを有するので，ドロマイト鉱石の含有率は約 80％土である。

(B) 上倉鉱山 （第4図参照）

第4図 上倉鑛山鑛床賦存狀態概念図



鉱床附近は四国中央山脈の南側に位し，標高500～900 m の峯が東西に細長く延びている。

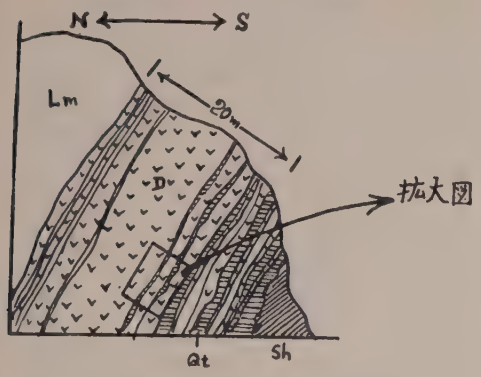
鉱床は標高 400m 内外の地点を占めている。この附近の地質については既に鈴木達夫氏* の調査があり地層の層序が明かにされている。即ちこの附近は上部古生層中の「下部珪岩及び粘板岩層」と称される地層が発達し，この一部に石灰岩及び輝綠凝灰岩が発達している。ドロマイト鉱床は石灰岩の一部に網狀をなして発達し，その網の巾は 2～5m 位を普通とし，極めて不規則な形態を示している。この様な形態は採掘跡から推定したもので，地表からの観察は困難である。鉱床を含む石灰岩は幅 70～100m で東西に長く延び，鉱床はその東端部であるがその西の延長部分に於けるドロマイト鉱床の有無は明かでない。

鉱床の規模は形態が不規則のため明瞭でないが，石灰

* 鈴木達夫：「七万五千分の一高知図幅及び図幅説明書」（地質調査所昭和 6，1931）

石70％に対しドロマイト30％の割合で発達している事が推定される。

(C)　十市鉱山（第5(A)・(B)図参照）



Lm 石灰石　D ドロマイマイトQt 珪岩　Sh 頁岩
第5図(A)　十市鑛山鑛床賦存狀態概念図

鉱床は海岸に極めて近く，附近は標高100m内外の丘陵と多くの湿地帯からなつており，採掘個所は標高10～30mの部分である。

この地域も既に鈴木達夫* の調査があり，地層区分が明かにされている。即ち東西性の走向を有する安芸川層(ジュラ紀)及び三宝山層(上部古生層)からなつており，何れも小レンズ狀乃至層狀の石灰岩を含んでいる。

鉱床は安芸川層中の E—W，50～60°N の走向傾斜を示す層狀或はレンズ狀に発達した石灰岩層中の比較的下部の約90m内外の部分に発達している小規模の鉱床である。鉱床の下部は珪岩と境し，上部は石灰石に移過し，その間には図（第7,8図省略）の様な狀態が観察される。この様な産狀はドロマイト鉱床が交代作用**によつて生成された事を示しているものと考えられ，特に珪岩に取囲まれた様な部分は dolomitization が強く行われた様で，品質も良好であるとされている。

この鉱床附近には石灰石鉱床が二，三分布しているがドロマイトは殆んど認められない。

第5図　Bドロマイト珪石・石灰石・境界附近擴大図

* 前出

4.　鉱石及び品位

鉱石はそれぞれの鉱床に特徴がある。周辺の地層が珪岩である場合，或は鉱床の一部に珪岩が含まれる場合等では鉱石そのものに珪石脈或は石英粒が含まれ品質を悪くするが，鉱床が石灰岩中の場合には珪石等は含まれず品質は良好である。

鉱石は一般に白色～灰色のものが多く，ときに灰黄色或は淡紅色を呈し，又稀に灰色・白色・黒色の斑狀を呈するものがある。一般に緻密堅硬で結晶質のものが多い。

鉱石の品質の良否は MgO の量が多く Fe 分，SiO_2 等が少い事が望ましいとされており，製鋼用炉材原料としては MgO 17%＋，SiO_2 3%－，CaO 35%－が大体の標準規格になつている。なおガラス原料の一部として使用される場合には，MgO が多い程（19～20%＋）よく，SiO_2 及び Fe 分はコンマ以下が條件とされている。

以下各鉱山の鉱石について略述する。

(A)　豫州ドロマイト鉱業所（第3図参照）

鉱石は細粒結晶質で堅く，灰白色乃至灰色のものが多く，稀に灰黄色・淡紅色のものがある。この鉱石は一部に珪石或は石英脈が塊狀或は分枝狀に含まれているので鉱石の品質も幾分低下する。

一般に MgO の品位は良好で，20%内外のものが多く，18%を下らない。化学分析未完のためこゝに四国機械工業株式会社の分析値を参考資料として表示する。

豫州ドロマイト鉱業所産ドロマイト分析表
(1948.8.10)

	MgO	SiO_2	CaO	Fe_2O_3	Al_2O_3	Ig.loss
1	18.17	5.10	30.52	1.40	2.95	40.1
2	20.20	4.60	30.41	1.30	0.89	42.7
3	19.84	2.10	33.41	0.44	0	45.7
4	19.20	1.40	33.68	0.87	0	44.8
5	18.25	0.90	34.80	1.00	0	45.6

即ち上表によると SiO_2 が稍々多く，ときに3～5%を含む事があり，Fe 分がやゝ多いが，これらの欠点は選鉱によつて或程度除去し得るものである。

** 交代作用であることの確實なデーターは不充分であるがその疑いは充分持てると考えられる。

(B) 上倉鉱山

鉱石は外観灰色・灰白色を呈し，ときに灰黄色のものがあり，結晶質堅硬なもの或は比較的軟質なものがある。又ときに白色乃至灰色に黒色斑点，灰黄色斑点を有するものがある。

一般に鉱床を含む石灰岩との区別は比較的容易である。この地区の鉱石は品質良好で，MgO 18%+ のものが少くない。又 SiO_2，Fe 分が少く極めて良質な部分がある。

次に八幡製鉄所炉材課に於て行つた分析結果を参考資料として表示する。

上倉鉱山産ドロマイト分析表 (1949.9.10)

	MgO	SiO_2	CaO	$Fe_2O_3+Al_2O_3$	Ig.loss
1	20.13	0.09	32.89	0.59	45.48
2	20.07	0.10	35.51	0.42	45.42
3	18.77	0.11	34.91	0.43	45.22
4	20.33	0.09	32.84	0.46	45.68
5	18.55	0.09	35.05	0.34	45.30
6	17.28	0.13	36.46	0.36	44.98
7	17.99	0.25	35.19	1.01	44.94

上表の様にこの地区のものの平均品位が良好であるのは，採掘がドロマイト鉱石の部分のみを対象としているため，周辺の石灰石は殆んど混入しないことにも起因するものと思われる。

(C) 十市鉱山

鉱石は灰色，淡黄色，中粒結晶質で，堅硬であり，石灰石との区別は比較的容易である。鉱床が珪石又は石灰石と互層している部分がある為に（第5(A)・(B)図参照）鉱石にも珪石或は石灰石の細脈を伴うものが多く，選鉱困難である。従つて鉱石の品位は従来の分析結果ではMgO 14～17% で余り良好でない。今参考資料として高知県工業試験場で行つた結果を示すと次の通りである。

十市鉱山産ドロマイト分析表

	MgO	SiO_2	CaO
1	15.01	2.00	39.85
2	15.21	2.64	35.95

5. 鉱床量

一般に四国地方のドロマイト鉱床は中規模或はそれ以下であるが，鉱床としては比較的まとまりがよく，実収率は70～80%である。上倉鉱山の場合は網状脈の部分のみを採掘しているので，実収率は幾分増加するが，鉱床全体としては石灰岩中の一部を占めているので，石灰石とドロマイトを採掘するとすれば，これ等両者合計量の約30%位となる。次に各鉱床の規模その他について表示する。

鉱山名	規模 (m^3)	実収率	品質	鉱量（推定） t	備考
豫州ドロマイト鉱業所	60×60×50×1/2	80%	MgO 17～19% SiO_2 がやゝ多い	1.8×10^5	製鋼用炉材向
上倉鉱山	(50+80)×40×1/2×100	30%*	MgO 18%	2.1×10^5	ガラス用 炉材用
十市鉱山	15×30×150	70%	MgO 15% SiO_2 やゝ多い	1 $\times10^5$	炉材用

*（石灰石＋ドマイロト）の量に対する。

四国地方にはこれらの他に戦時中或は戦後僅かに稼行され，或は存在を確められた鉱床が知られており，前述したように主として豫州鉱業所――上倉鉱山の帯の中にあるものとこれと平行した十市鉱山の帯の中（高知県西部，愛媛県東部）に分布している。品質等については明かでないが，量的には未開のものも含めて相当量に達すると考えられる。

6 鉱山の沿革及び現況

調査当時四国地方のドロマイト鉱山は何れも休山中であつた。因に太平洋戦争中或は終戦後開発されたものが多く，一部は極めて小規模に大正年代にも採掘されたものがあり，近時は何れも 100～300 t/m 程度の生産で鉱石は北九州，阪神工業地帯に搬出されていた。

鉱山別にそれぞれの沿革及び現況について略述する。

(A) 豫州ドロマイト鉱業所

この鉱山は昭和24年12月末で休山しているが，需要者側の要求によつて直ちに再開の態勢にある。

因みにこの鉱山の採掘の歴史は比較的古く，大正末期に始まつている。太平洋戦争中海軍工廠に出鉱していたが，昭和20年12月木村栄より現採掘権者井上清作が買収して以来，稼行していたものである。

生産は主として MgO 18% 以上のもの 150～200 t/m で，主として四国機械工業株式会社に炉材原料として賣鉱し，次いで岡山汽車工場，扶桑金属，三井玉野造船所にも賣鉱していたものである。

鉱石は採掘現場から傾斜約 40° の簡易索道 (500m)

を施設し，これによつてトラック道路の通ずる貯鉱場まで運鉱され，次いで豫讃線双岩駅或は八幡浜港にトラックで搬出されていた。

(B) 上倉鉱山

この鉱山は昭和25年1月以來休山している。宮崎大三郎が太平洋戦争中（昭和18年頃）より開発し，耐火材料として海軍工廠・扶桑金属等に 200～300 t/m 出鉱していた。終戦と同時に一時中止して戦後再開し，約150～200 t/m を生産し，四国機械・土佐電気工業・神戸製鋼所・三菱化成等に納入し，特に三菱化成槇山工場にガラス用に主として出鉱していた。この間昭和23年末日本ドロマイトセメント会社が設立され，後昭和24年4月現在高柳豊が日本ドロマイト化学工業所として事業を継続し，昭和25年1月迄主としてガラス用として採掘出鉱していたが，輸送賃の値上りにより稼行を一時中止している。

採掘現場はドロマイト鉱脈のみを追つて採掘しているので，極めて危険な部分もあり今後の採掘に支障を來すところが多い。

鉱石は現場からトラックの積出地点まで約 1.2km の間簡易索道により運鉱され，以後トラックで約 7km 土讃線土佐山田駅まで送られている。

(C) 十市鉱山

現在は休山中である。採掘權者は古田広雄であるが，昭和23年より始めて昭和24年4月に休止している。これより以前には大正6年頃より開発が行われ（永見保経営）神戸製鋼・川崎造船所に 350 t 賣鉱して以來，数人の経営者を経て休山・稼行を繰返し，その間僅かづつ出鉱し，一部はドロマイトクリンカーとして出鉱され，主として阪神地区に賣鉱されていたもので，昭和20年休山後，昭和23年初めて現權者が所有した。

現在は山元に 100 t，仁井田 100 t，東孕に 400 t の貯鉱があるが，貯鉱の一部を極めて僅かづつ高知市の土佐電気工業へ賣鉱している。

7. 結　論

以上各鉱山について略述したが，大略次の事が結論される。

(1) ドロマイト鉱床としては比較的小規模であるが，まとまりがよく実收率も良好である。

(2) 鉱床の位置は比較的便利な地点で，搬出は割合容易である。

(3) 鉱石の品質は一般に良好で MgO 18～19%のものが多い。SiO_2，Fe 分も一部のものは多いが，これらは選鉱法の改良と利用法の考案によつて使用し得るに至るものが少くないと考えられる。

(4) 調査した3鉱山の他に，前述した東西に走る二帶中の数カ所に鉱床が知られており，探鉱によつて增加の可能性が考えられる。

(5) 各鉱山の生産量は僅かであるが，地域的需給態勢の確立が必要となれば，四国地方の鉱床の開発も期待される。

(6) 九州地方のものに比して特異な産狀を呈しており，成因的考察等に興味ある資料を提供している。

（昭和25年3月調査）

雜　報

553. 96：550. 8 (521.83)

岡山県眞品郡有磨村の亜炭賦存地域調査

〔位置〕 本地域は福山市の西北西 10 km の地に在つて兩備鉄道(福山～府中)の新市駅より南へ徒歩一時間で達する事ができる。

〔地形〕 本地域は蘆田川の右側一支流（宜山村で本流に合流する）の上流部の花崗岩地域の小窪地であつて，比高 50 m 以下の平夷な丘阜が連らなつている。

〔地質〕

a. 地質概説

基盤岩の上に新生代の水成岩（湖成第三紀層か？）が分布し，その中に亜炭層が賦存する。

b. 地質構造

古生層の粘板岩は花崗岩に貫かれ，甚しく擾乱しているが，その上に覆蔽現象を呈して乘つている夾炭層は水平層で褶曲及び断層等の運動の影響を受けていない。

c. 夾炭層　柱狀図参照

この地層の下部は厚さ 5～15m の粗粒の花崗岩質砂岩より成り，上部は厚さ約20mの白色粘土層より成る。その粘土層の下部に厚さ平均 45cm の亜炭層が挟在している。

〔石炭〕

a) 炭層数は一枚，厚さ平均 45 cm

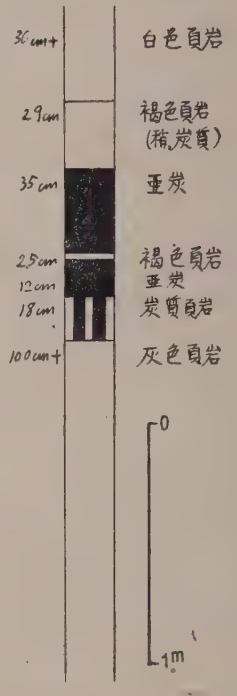
b) 稼行可能の炭層

天満東部の水平坑道口露頭は次の如くである。

露頭部の亜炭は揮発分を失い，片狀乃至粉狀を呈して質粗悪の外観を呈しているが，台地下深所に於ては亜炭の性質は向上するものと信ずる。嘗つて有磨村天満部落

第1図　富山市附近引野村，春日村及び有磨村第三紀層分布図

の東部に長さ10mばかりの沿層水平坑道を開鑿した事があつたが，地形上炭層は，地表に近い為めその質が良好で無く又資金欠乏のため一時休止した。この坑道より西方約50mの地点に深さ70mの竪坑を試堀して厚さ60cmの炭層に到達し，更に竪坑の下底より沿層



第2図 有磨村天満部落東部の水平坑道口亜炭露頭

10mの水平坑道を開鑿して採炭した事があつたが，これも或事情のために稼行を中止している。竪坑内の亜炭は水平坑口の露頭の亜炭より炭質が良好である。この地点より南西方約500mの谷川底（大谷部落の北方）には本亜炭層の延長部が露出しており，その厚さは45cmである。上追部落の南方にも本亜炭層の延長部がみられるが，こゝでは厚さを減じて貧弱なものとなり，亜炭賦存区域の東限を示している。

c) 炭種　　炭質亜炭

d) 炭量

亜炭賦存区域　50,000 m² （谷の低地部を除く）

炭厚（平均）　0.45 m

石狩炭田大夕張東方ペンケモユーパロ川上流の含炭新第三系？（須貝貫二　細野実　根本隆文）

比重（假定）　1.2
可採率　　80%
推定炭量＝50,000×0.45×1.2＝27,000

推定可採炭量＝27,000×$\frac{80}{100}$≒2万噸

昭和22年4月調査　竹原平一

553. 94：550. 8 (524)

石狩炭田大夕張東方ペンケモユーパロ川上流の含炭新第三系？

昭和25年の秋，筆者等は夕張市南部附近の地質調査を行つていた際，当地在住の板桓正次郎氏から大夕張東方のペンケモユーパロ川の右股沢（假称）に炭層の露頭があるという情報をえ，また同氏持参の石炭塊と炭層上盤の岩石標本をみて，この夾炭層は新第三系のものではあるまいかとの疑を抱いた。この地域は従來の地質図によれば，下部アンモナイト層と三角介砂岩層との境界附近に当つているので，上記情報の眞相をたしかめるために，筆者等の1人（根本）が板桓氏の案内によつて10月下旬に日帰り行程で現地を踏査した。大夕張駅から目的地まで約4時間を要したため，炭層状況及びその上下の地層を調査したのはわずかに2時間程度にすぎなかつたので，不備の点が多いが，一応踏査結果を報告する。

大夕張市街の東側を南流するシユーパロ川を渡り，ほとんど眞東に狭い径路を辿ること約6 km でペンケモユーパロ川とその支流の右股沢との分岐点に到達する。途中，処々に泥灰岩の団塊を含有している暗灰色游泥岩の露出をみるだけで，これらの地層は何れも東方にかなり急傾斜しているらしい。

この分岐点から塊状の暗灰色游泥岩から成つている右股沢の河床を約1,400m 遡つて左に分岐する沢（ペンケモユーパロ川右股沢左沢と假称）との合流点(1)にチヤート等の小亜円礫と海綠石とを多く含んだ游泥岩（海綠石が密集しているのは約50cm）が露出していて，その走向はN 12° E，傾斜E 65° を示している。この含礫海綠石游泥岩と，これから下流の上部アンモナイト層のものと思われる游泥岩露頭の間約5m が土砂崩れのため兩者の直接の関係を確認できなかつたが，おそらく前者が後者の上に不整合に乘つているものと推測される。

この露頭部から上位となるに從つて海綠石の含有量は次第に少くなり，*Yoldia*, *Venericardia*, *Cardium*, *Nuculana*, *Malletia*, 等の小型の海棲介化石（化石名は北大で鑑定してもらつたが，保存不良のため種名は決められなかつた）がかなり豊富に含まれている。この部分は走向 N 10° E，傾斜 E 58° である。

この游泥岩層の最終の露頭から上流約 10m の南岸 (4)（上記含礫海綠石游泥岩の露頭から上位約700m に当る）に問題の炭層露頭が認められ，その走向は N 7° E，傾斜 E 72° である。炭層は炭柱図に示したように，炭丈84cm の1枚炭で，その上下にそれぞれ 34 cm と 24 cm の炭質頁岩を伴つていて，上下盤は何れも帶黃淡灰色の塊状のかなり厚い游泥岩で，上盤のものには濶葉樹を主とする植物化石（化石名は未決定）が若干包藏されている。

他方この炭層露頭から河床を約 10 m 遡つた箇所に，*Yoldia* 等の小型海棲介化石を含んだ游泥岩が再び露出し，更に上流(5)には海綠石がかなり密集している部分が走向 N 11° E，傾斜 E 88° を示して発達している。

このように，問題の夾炭層は見掛上含海棲介化石海綠石游泥岩層中に介在しているようにみえるが，その上下の地層との間，何れも眞厚にして 3m 程露出がわるくて，相互関係を確かめることができなかつた。しかし夾炭層はその見掛上上位の地層とは逆断層で接している可能性が濃いように想われる。

今回の踏査では時間の都合で上述の海綠石が密集している部分で終つたが，その附近の河床には三角介砂岩層のものと思われる含礫粗粒砂岩の転石が多数認められた。

なお採取した石炭（露頭炭）を觀ると，光沢は鈍く，靱度がかなり大で，重く，長焰，不粘結である。この炭塊(試料1箇)の工業分析試驗の結果は次のようである。

水分	6.88%	発熱量	6.160 cal
揮発分	34.00%	比重	1.253
固定炭素	52.96%	灰の色調	やや明るい茶褐色
灰分	6.16%	骸炭性状	不粘結

以上要するに，從來下部アンモナイト層と三角介砂岩層との境界附近に当つているとみなされていた区域に，新第三紀のものと思われる含海棲介化石海綠石游泥岩層及び含炭游泥岩層が，上記中生代層とほぼ同様の走向・傾斜をもつて発達していることは，この地方の炭田地質構造上留意しなければならない。

また炭層についても，その賦存状況は未だほとんど不明である上，上述の露頭以外にもう1箇所情報があるので，今後炭層の実体を明らかにする必要がある。

昭和26年4月

須貝貫二・細野実・根本隆文

凡例

① 含礫海緑石泥岩
② Malletia 産地
③ 海緑石泥岩
④ 石炭露頭
⑤ 海緑石泥岩
⑥ 踏査最終点(含礫砂岩の転石が多い)

第1図 ペンケモユーパロ川上流炭産地附 位置図 見掛上の地質柱状図 地質断面概念図

地質調査所月報 第2巻第7号 目次

報　文

徳島県野々脇含銅硫化鉄鉱山地質鉱床調査報告

宮崎県槇峯鉱山東部区域の地質

長野県下高井郡金倉鉱山蠟石鉱床調査報告

北海道精進川鉱山及び雨鱒川鉱山電気探鉱調査報告

山形県大泉鉱山銅，鉛，亜鉛鉱床調査報告

速　報

新潟県三協鉄山電気並びに磁気探鉱調査報告

福島県石城郡常磐炭田石森山地区炭田調査速報

長野県木曾地方マンガン鉱床調査報告

雑　報

昭和26年6月25日　印　刷
昭和26年6月30日　発　行

著作権所有　工業技術廳地質調査所

印刷者　田　中　春　美
東京都台東区東黒門町3番地

印刷所　合資会社　田中幸和堂印刷所
東京都台東区東黒門町3番地

U. D. C. 55(05)

BULLETIN OF THE GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN

Tomofusa Mitsuchi, Director

Vol. 2 JUNE 1951 No. 6

CONTENTS

M. Saito : Geology of the Upper Fujikoto-River District, Northern Akita Prefecture. ..... (1)

I. Sunagawa : On the So-called Triangular Chalcopyrite. ..... (7)

S. Iwao : Graphite Deposit of the Senno-tani Mine, Toyama Prefecture. ..... (21)

M. Mita : Geological Remarks of Akagi-niizuma Colliery and Kamioka Colliery in Futaba District, Jōban Coalfield. ..... (33)

H. Miyamoto : Manganese Ore Deposits at Okumura, Gifu Prefecture. ..... (38)

N. Hida : Dolomite Deposits in Shikoku. ..... (42)

GEOLOGICAL SURVEY OF JAPAN
Hisamoto-chō, Kawasaki-shi, Japan